

東北の雪と生活

第 32 号

2017

公益社団法人 日本雪氷学会東北支部

東 北 の 雪 と 生 活

目 次

巻頭言 「東北支部が行う事業」	小杉健二	1
論 文		
河川の維持流量と水利流量に着目した融雪出水の評価	西谷康平・朝岡良浩	3
ルーチン積雪深と積雪水量モデルに基づく秋田県内の全層積雪密度の解析	本谷 研・河島克久・松元高峰・伊豫部勉	9
雪の保水能力について	佐々木幹夫・長尾昌朋・南 将人・荻原英子	15
多偏波 L バンド SAR によるサロマ湖上氷の観測	若林裕之	21
報 告		
山形蔵王における雪氷現象の観測（平成 28 年度）	沖田圭右・山谷 睦・沼澤喜一・小林英則・原田俊明	27
富山県内で採取した降雪中トリチウム濃度	赤田尚史・城間吉貴・上田 晃・岡北渚沙・柳澤文孝	29
木製斜面上の新積雪形状に関する屋外実験（Ⅱ）	後藤 博	32
寒冷地における凍害対策技術に関する考察	名久井保・熊谷浩二・金子賢治・橋詰 豊	37
地下水熱を利用した冷暖房施設	服部恭典・稲毛重之・沼澤喜一	42
2017 年八幡平エリアの気象定点観測について	平山順子・工藤嘉充	46
平成 29 年（2016/17 年）冬期における新庄の積雪変化について	小杉健二・安達 聖・根本征樹・佐藤研吾・阿部 修	52
地域気候モデルによる積雪をはじめとした近未来気候変動予測	山崎 剛・佐々木崇博・川瀬宏明・佐々木秀孝・村田昭彦・野坂真也	54
換気口付き壁面着雪による湿気と二酸化炭素の移動に関する実験的研究	松村光太郎・林 基哉・小杉健二・佐藤研吾	56
着雪実験のための湿雪供給方法の自動化に向けて	佐藤研吾・富樫数馬・阿部 修	60
根室北部を対象とした吹雪予測システムの試験運用について	根本征樹・上石 勲・中村一樹	63
不定形氷粒子の回転氷円盤に対する動的剪断付着力	阿部 修・香川博之	67
雪氷用 X 線 CT 装置を用いた湿雪試料中の水分分布の可視化	安達 聖・勝島隆史・山口 悟	69
2017 年 3 月 27 日に栃木県那須町で発生した雪崩の概要	中村一樹・小杉健二・根本征樹・上石 勲	73
表層雪崩の「ハザード管理表」の作成に関する考察	阿部孝幸・関口辰夫	75
豪雪地帯における放置林の現況	堀 和彦・井良沢道也	81
2016-2017 年 青森県の雪況	小関英明・佐藤清一	85
秋田県長坂試験地における 2016-2017 年冬期の気象観測	野口正二・飯田真一・澤野真治・金子智紀・新田響平・和田 覚	91

東北雪氷賞受賞理由	95
東北雪氷賞（学術賞）を受賞して	根本征樹 97
東北雪氷賞（功績賞）を受賞して	佐々木幹夫 99
（公社）日本雪氷学会 2017 年度東北支部理事会議事録	101
（公社）日本雪氷学会 2017 年度東北支部総会議事録	102
2016 年度（公社）日本雪氷学会東北支部事業報告	103
2017 年度（公社）日本雪氷学会東北支部事業計画	105
（公社）日本雪氷学会東北支部 支部規程施行内規	108
東北雪氷賞受賞者選考規程	110
東北雪氷賞受賞者リスト	112
日本雪氷学会東北支部「東北の雪と生活」投稿規程	114
「東北の雪と生活」原稿執筆要項	115
「東北の雪と生活」著作権譲渡承諾書	116
2017・2018 年度 公益社団法人 日本雪氷学会東北支部役員	117
公益社団法人 日本雪氷学会東北支部 特別会員	119
公益社団法人 日本雪氷学会東北支部 賛助会員	120

巻 頭 言

東北支部が行う事業

公益社団法人 日本雪氷学会東北支部 支部長 小杉健二



日本雪氷学会東北支部長をこのたび仰せつかりました。支部長の任はもとより身に余る重責ではありますが、使命を全うすべくこれから2年間努力してまいりますので、支部会員皆様のご協力をお願い申し上げます。

期せずして2年連続で巻頭言を記すことになりました。学会が行う一つの活動を事業と呼びますが、昨年取り上げた支部大会以外の事業について、以下に述べたいと思います。

東北支部では機関誌「東北の雪と生活」を毎年刊行しています。2016年からインターネット上での発行となりました。支部大会で発表された研究は、支部機関誌へのご投稿をお勧めします。大会で発表したり議論したりした内容は、放っておくと記憶が薄れ、いつしか本人も忘れてしまいます。そうならないように、支部機関誌に論文または報告として文章で残すのです。文章を書く内に考えがまとまるものですし、新たな研究課題が整理されるのも良くある事です。本人や研究グループ内にとどまらず、他者が読んで理解できるようにきちんとした文章で著すことが重要なでしょう。大学、研究機関、企業などで働く昨今の研究者は多忙を極めていると思われるますが、支部大会での発表と機関誌への投稿を続けていただきたいと存じます。こうした小さな努力の積み重ねが、いつしかより大きな研究成果へつながるものです。

東北支部が外部向けの事業として長年にわたり継続して実施しているものに「積雪観測講習会」があります。ご承知の方も多いと思いますが、積雪観測講習会では支部会員が講師となり、積雪断面観測を中心として積雪の観測方法の講義と野外実習を行います。受講者は、学生や一般の雪に関心を持つ方をはじめ、気象・環境や土木・建築などに関連した業務に従事する方々が多いようです。受講者数は10人前後で規模は大きくありませんが、その分、受講生が講師から細部に至るまで指導を受けやすいのが利点となっています。2012年に日本雪氷学会が公益社団法人となって以降、このような普及・啓発活動は公益的活動として位置付けられ、以前にも増して重要となっています。積雪観測講習会が今後より良いものとなるためには、これまでの経験を活かしつつ、受講者数増加のための工夫や受講者に合わせた講習内容の改善なども必要と言えるでしょう。

支部大会時に「東北雪氷賞」の表彰式が行われます。意外に思われるかもしれませんが、表彰も学会のれっきとした事業の一つです。学術や技術の面における高い水準の研究をなした者に与えられる賞(学術賞)、若手の研究を奨励する賞(学術奨励賞)、学会・支部及び地域への貢献をたたえる賞(功績賞、特別功績賞)の区分があります。東北支部においてこのように多方面の活躍を表彰する制度があることは誠に喜ばしい事と思います。受賞者はもちろん研究の取り組みへの励みとなります。受

賞以外の者にとっては、個々の学会発表や論文からではわかりづらい一連の研究成果や、その研究が
発展してきた過程を端的に理解する事ができるでしょう。年長の方が学会や地域に対してなされた功
績を、若年の者が知る機会にもなります。

上記の3つの支部の事業、すなわち支部機関誌の発行、講習会の開催、及び表彰は、それぞれ
「東北の雪と生活」編集委員会、事業委員会、及び東北雪氷賞選考委員会により支えられています。
これらの委員の他に支部の主な役職として、重要事項を審議いただく理事、支部の経常的事務作業等
を行う事務局、各県において支部の活動にご協力いただく幹事、等があります。これまでにお務めい
ただいた方にこの場をお借りしてお礼申し上げますとともに、今期の委員や役職をお引き受け下さっ
た方にはよろしくお願い申し上げます。

2年後の2019年の秋には、全国大会である雪氷研究大会が東北地方で開催される予定となってお
ります。これに向けた準備につきましても支部の皆様のお力添えをいただきたく存じます。

どうぞよろしくお願い申し上げます。

河川の維持流量と水利流量に着目した融雪出水の評価

西谷康平 (岸本建設株式会社)

朝岡良浩 (日本大学工学部)

Evaluation of Snowmelt Flood Considering River Maintenance Flow and Amount of Water Use

Kohei NISHITANI (Kishimoto-Kensetsu Co., Ltd.)

Yoshihiro ASAKA (College of Engineering, Nihon University, Japan)

1. はじめに

阿賀川流域は日本有数の豪雪地帯である (Motoya et al., 2001, 朝岡ら 2002, 朝岡ら 2007). 豪雪域では融雪期の出水によって河川流量が安定して豊富となり, 流域の灌漑用水や生活用水といった水資源として利用される. 河川の流量は, 河川の機能・環境を維持するための維持流量と下流域における水利流量の双方を満たすように管理されている.

佐藤・朝岡(2016)は, 阿賀川流域を含む阿賀野川流域における積雪量の長期変動を調査し, この地域は多雪・小雪の極端な積雪量に偏る傾向を示した. 極端な多雪は融雪量の増加による河川流量の増加, それに伴い氾濫を引き起こすことがある. 一方で, 極端な小雪は融雪出水期の流量減少や出水期の早期終了によって, その後の灌漑用水の運用に影響する. 以上より, 多雪・小雪による河川流量の影響を評価することは重要である.

通常, 治水を想定した河川整備では, リターンピリオド(再現期間)を用いて確率的に洪水時の河川流量を算出して, 整備方針を検討する. 利水の観点においても, 多雪・小雪の頻度が高く, 河川水を水資源として利用する豪雪域において, リターンピリオドを用いた河川流量の評価は, 有益と考えられる.

以上より, 本研究は阿賀川を対象として, 河川の維持流量・水利流量に着目して, 過去の流量データを用いて融雪期の河川流量および融雪出水の期間と時期を調査する. また, リターンピリオドを用いて多雪年・小雪年の融雪出水の発生頻度を評価する.

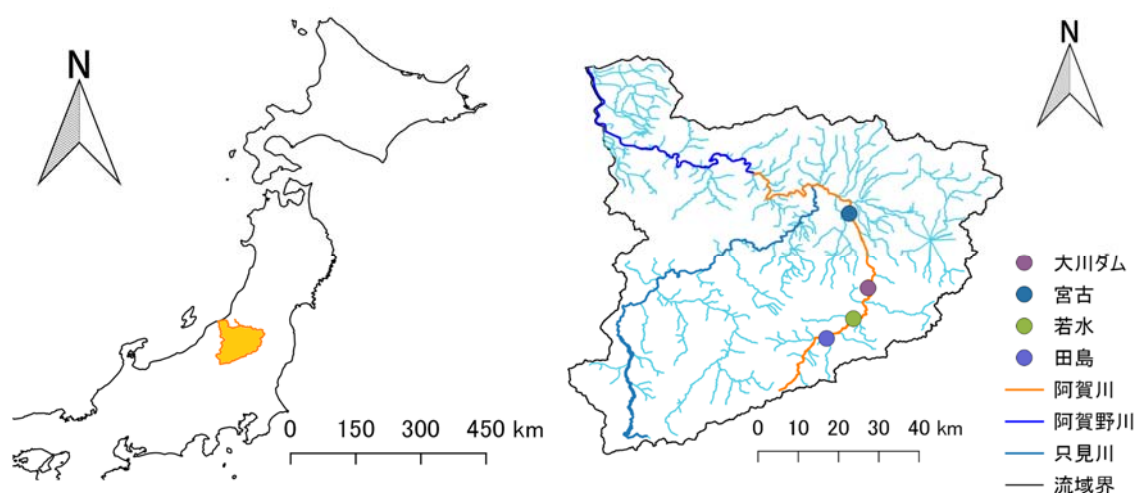


図1 阿賀野川水系および阿賀川の概要

表1 2002年から2014年の最大積雪深および消雪日 (AMeDAS 田島)

網掛けは最大値および最小値を示す。

消雪日は積雪深が10cm未満を記録した日付とした。

	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014
最大積雪深(cm)	113	102	100	128	134	60	102	80	84	70	68	80	113
消雪日	3/18	3/25	3/27	4/8	3/27	2/28	3/20	3/9	3/16	3/23	3/24	3/15	3/27

表2 1月～5月における流量 (若水観測点)

単位は m^3/s , 網掛けの数値は対象とした12年間の最大値もしくは最小値を示す。

	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2009	2010	2011	2012	2013	2014	平均値	標準偏差
1月	14.7	1.0	1.0	0.8	1.2	6.8	2.8	0.7	1.5	2.2	2.5	2.3	3.1	3.8
2月	0.9	0.6	7.5	0.6	9.8	11.1	8.9	9.3	3.8	2.5	1.7	2.7	5.0	3.9
3月	36.6	9.5	17.4	10.8	25.7	16.9	22.2	30.5	8.4	18.4	33.2	34.0	21.9	9.6
4月	43.3	50.8	40.5	66.2	57.2	19.3	32.0	44.4	46.8	70.6	43.9	49.9	47.1	13.3
5月	2.0	4.3	15.9	14.5	26.9	3.5	2.6	17.1	20.2	33.3	7.6	14.3	13.5	9.6

表3 1月～5月における最大日流量と発生日 (若水観測点)

網掛けの数値は各項目の最大値もしくは最小値を示す。

	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2009	2010	2011	2012	2013	2014
最大流量(m^3/s)	137.8	100.2	125.0	128.4	141.4	69.4	82.6	118.7	126.9	202.9	199.2	153.5
発生日	3/30	4/9	3/31	4/8	4/12	3/6	4/15	4/13	4/24	5/4	4/7	3/31

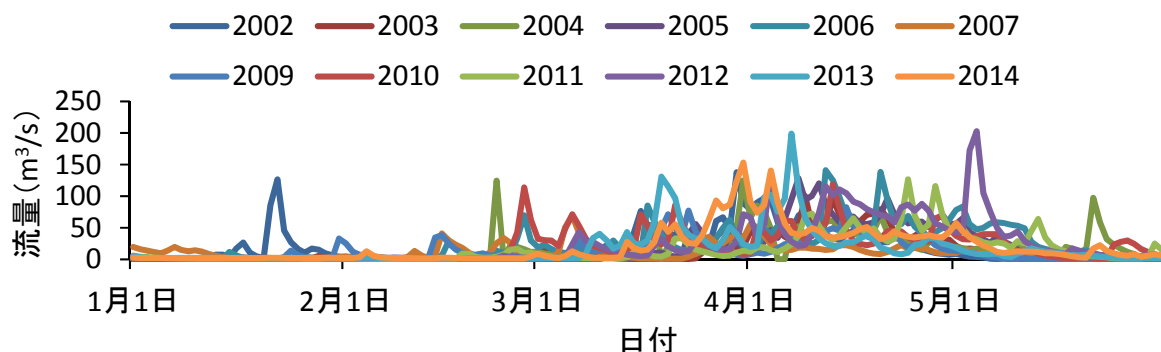


図2 ハイドログラフ (若水観測点)

2. 対象地域および使用データ

阿賀川は阿賀野川水系(図1)の1級河川である。阿賀川の源流は荒海山(標高 1,580m)に発し、栃木県・福島県を流下する。新潟県に入ると阿賀野川という名称になる。阿賀川の流域面積は 3,260 km^2 , 流路延長は 123km である。下流域における土地利用の大部分は水田であり、阿賀川・阿賀野川の河川水を取水して、灌漑水として利用している。阿賀川の上流域は大川ダム(流域面積: 826 km^2 , 総貯水容量: 57,500,000 m^3)による貯水・放流によって下流側の河川流量が管理されている。

本研究は大川ダム上流に位置する若水観測点の流量データ(図2)を解析した。流量データは国土

表4 流量 $22.3\text{m}^3/\text{s}$ 以上の継続日数と発生時期（若水観測点）
網掛けの数値は対象とした12年間の最大値もしくは最小値を示す。

	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2009	2010	2011	2012	2013	2014
継続日数	30	30	18	37	40	11	18	37	32	33	13	48
開始日	3/27	4/1	4/7	4/3	4/3	3/25	4/6	4/2	4/7	4/9	3/14	3/18
終了日	4/25	4/30	4/24	5/9	5/12	4/4	4/23	5/8	5/8	5/11	3/26	5/4
継続期間の 流量(m^3/s)	54.8	50.8	44.8	62.4	59.0	35.7	40.5	43.5	49.4	76.0	54.0	53.6

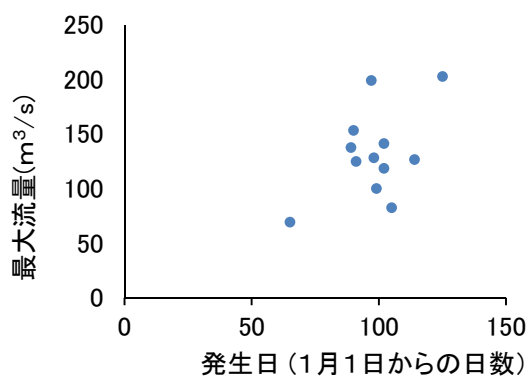
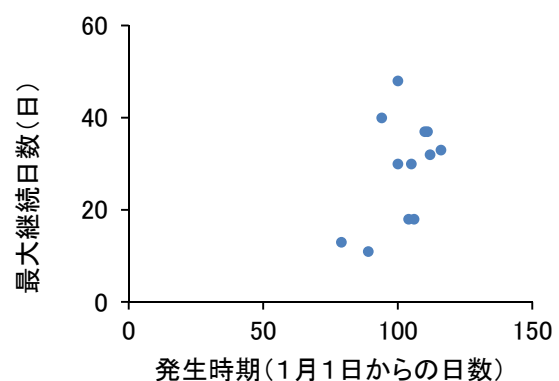


図3 最大日流量（1～5月）と発生日

図4 流量 $22.3\text{m}^3/\text{s}$ の最大継続日数と発生時期

交通省 水文水質データベースから日単位のデータを収集した。期間は2008年を除く2002年から2016年の1月から5月である。阿賀川流域では、灌漑期を5月11日～9月15日に設定し、この期間に下流域の宮古地点で維持流量 $3\text{m}^3/\text{s}$ 、大川ダムから下流の只見川合流点までの本川の既得水利流量として農業用水 $19.0\text{m}^3/\text{s}$ 、水道用水 $0.3\text{m}^3/\text{s}$ と設定して、河川流量を管理している（国土交通省河川局，2007）。そのため、本研究では維持流量と既得水利流量の合計流量 $22.3\text{m}^3/\text{s}$ を基準として、 $22.3\text{m}^3/\text{s}$ 以上の継続日数と時期を調査した。

なお大川ダムの上流域には発電用の旭ダム（流域面積： 499km^2 ，総貯水容量： $1,437,000\text{m}^3$ ）と大内ダム（流域面積： 3.7km^2 ，総貯水容量： $18,500,000\text{m}^3$ ）が、灌漑用の羽鳥ダム（流域面積： 42.7km^2 ，総貯水容量： $27,321,000\text{m}^3$ ）が利用されているが、本研究ではこれらのダムによる貯留・放流の影響が若水観測点の河川流量に与える影響は小さいと仮定した。

大川ダムの集水域に位置する AMeDAS 田島観測所（北緯 $30^\circ 12' 24''$ ，東経 $139^\circ 47' 42''$ ，標高 544m ）の2002年から2014年の年最大積雪深と消雪日を表1に示す。本論文では、積雪深の観測値が 10cm 未満を記録した日を消雪日とした。年間の最大積雪深が最も低い年は2007年であり、最も高い年は2006年であった。最も早く消雪した年は2007年（2月28日）であり、最も遅く消雪した年は2005年（4月8日）であった。阿賀野川流域の積雪量を長期解析した佐藤・朝岡（2016）の研究では、2002年から2014年の中で2005年に年間の最大積雪賦存量が最大、2007年に年間の最大積雪賦存量が最小であった。

表5 リターンピリオド

リターンピリオド 10 年, 20 年の小雪年は非超過確率 0.1, 0.05,
リターンピリオド 10 年, 20 年の多雪年は超過確率 0.1, 0.05 とした.

	平均値	標準偏差	小雪 (10 年)	小雪 (20 年)	多雪 (10 年)	多雪 (20 年)
22.3m ³ /s 以上の流量が 継続する期間の終了日	4 月 30 日	16.5(日)	4 月 9 日	4 月 3 日	5 月 21 日	5 月 27 日
22.3m ³ /s 以上の流量が 継続する期間の中間日	4 月 11 日	10.1(日)	3 月 29 日	3 月 24 日	4 月 24 日	4 月 27 日
継続日数(日)	28.9	11.0	14.8	10.8	43.0	47.0
継続期間の最大流量(m ³ /s)	132.2	38.5	82.9	69.1	181.4	195.3
継続期間の流量(m ³ /s)	52.0	10.3	38.8	35.1	65.3	69.0

3. 結果および考察

3.1 ハイドログラフの解析

対象期間における若水観測点の各月の流量を表2に示す. 1月から5月で1月の平均流量(3.1m³/s)が最小, 4月の平均流量が(47.1m³/s)が最大となり, 同様に1月の標準偏差(3.8m³/s)が最小, 4月の標準偏差(13.3m³/s)が最大となった. また, 灌漑期が始まる5月の平均流量は13.5m³/s, 標準偏差は9.6m³/sとなった. 先行研究(佐藤・朝岡, 2016)は, この地域における年間積雪量のばらつきが大きいことを示している. 表2より1月および2月の河川流量のばらつきが小さく, 3月および4月の河川流量のばらつきが大きいことから, 年間積雪量の多寡は1月から2月の河川流量に対する影響は小さく, 3月および4月の河川流量に影響すると考えられる. また, 灌漑期(5月11日以降)の維持流量が3.0m³/s, 水利流量が19.3m³/sに設定されていることから, 灌漑期以前の河川水が大川ダムに貯留して, 灌漑期以降に維持流量と既得水利流量を満たすように放流量を調整していると考えられる.

対象期間における各年の1月から5月の期間の最大日流量と発生日を表3に示す. 対象とした12年の中で各年の1月から5月の最大日流量の平均値は98.1m³/s(標準偏差13.7m³/s), 発生時期は3月6日から5月4日に分布し, 概ね2ヶ月異なる. また各年の1月から5月の最大日流量は, 対象とした12年間で2007年に最小, 2012年に最大となり, 発生日に関しても2007年が対象期間の中で最も早い3月6日, 2012年が最も遅い5月4日であった. 1月から5月の最大日流量と発生日の散布図(図3)より概ね各年の融雪出水期の最大日流量と発生日は正の相関があることを確認できる.

流量が22.3m³/s以上となる継続日数とその時期を表4および図4に示す. 本研究では, 各年において流量が22.3m³/s以上となる継続日数が複数ある場合は最大の継続日数を抽出した. また図4の継続時期は, 継続する期間の開始日と終了日の中間日とした. 流量22.3m³/s以上の継続日数は, 対象とした12年間において11日間(2007年)から48日間(2014年)に分布し, 継続日数が最も長い年と最も短い年を比較すると37日間異なる. 継続期間の開始日は3月14日(2013年)から4月9日(2012年)に分布し, 開始日の遅い年と早い年を比較すると26日異なる. また, 継続期間の終了日は3月26日(2013年)から5月12日(2006年)に分布し, 継続期間の最も遅い年と最も早い年を比較すると47日異なる. 流量が22.3m³/s以上となる期間の終了日が, 灌漑期より早く終了する年は12年間のうち10年あり, それ以外の2年も5月11日(2012年)と5月12日(2006年)であった. 以上を踏まえて, まず大川ダム上流に位置する若水観測点では, 灌漑期の開始より前にほぼ融雪出水が終息していると推察される. また, 灌漑期の若水観測点の河川流量は大川ダム下流の維持流量と水利流量を満たさず, 灌漑期に大川ダムの下流で必要な流量を確保するために, 大川ダムが重要な役割を果たしていることを確認できる. さらに, 流量が22.3m³/s以上を継続する期間の流量は35.7m³/s(2007年)から

76.0m³/s (2012 年) に分布し、平均は 52.0m³/s、標準偏差 10.8m³/s であった。阿賀野川流域における積雪量の年々変動を調査した先行研究(佐藤・朝岡, 2016) は 2007 年が小雪, 2006 年, 2005 年, 2012 年を多雪としており、ハイドログラフを解析する本研究の結果と概ね一致している。継続期間の時期と継続期間における流量の関係を図 5 に示す。発生時期は開始日と終了日の中日としている。発生時時期が遅い年は継続期間中の流量が増加する傾向にあることを確認できる。

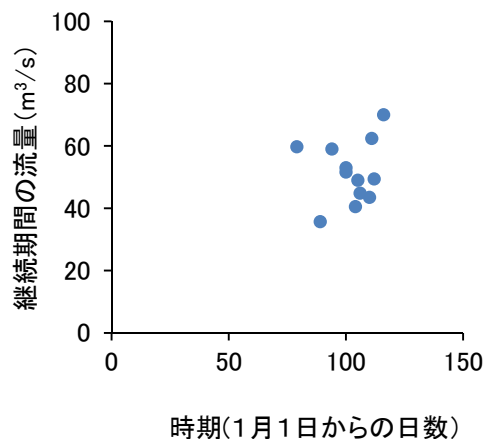


図5 流量が 22.3m³/s 以上となる
継続期間の流量と発生時期

3.2 リターンピリオド

本研究では、各年の 1 月から 5 月の期間の最大日流量とその発生日、22.3m³/s 以上の流量が継続する日数と時期の発生確率が正規分布に従うと仮定して、リターンピリオド(再現確率) 10 年および 20 年に相当する値を算出した。超過確率 0.1, 0.05 から算出するリターンピリオドをそれぞれ多雪年 10 年, 20 年のリターンピリオドとし、非超過確率 0.1, 0.05 から算出するリターンピリオドをそれぞれ小雪年 10 年, 20 年のリターンピリオドとした。

多雪年 10 年, 多雪年 20 年, 小雪年 10 年, 小雪年 20 年のリターンピリオドに相当する数値を表 5 に示す。流量が 22.3m³/s 以上となる継続期間の終了日はリターンピリオド 10 年の小雪年で 4 月 9 日, リターンピリオド 10 年の多雪年で 5 月 21 日, また平均は 4 月 30 日であった。上述のとおり、大川ダムの下流域では灌漑期の維持流量と既得の水利流量の合計が 22.3m³/s、灌漑期は 5 月 11 日以降に設定されている。以上より、確率的にはリターンピリオド 1 年から 2 年で灌漑期以前に流量が 22.3m³/s 以上となる継続期間が終了することが示された。

4. おわりに

本研究は阿賀川流域の河川維持流量と水利流量に着目して、融雪期の洪水流量の継続期間・時期と、それらのリターンピリオドについて調査した。大川ダム上流域の若水観測点の 2002 年から 2014 年(2008 年を除く)のハイドログラフを調査した結果、阿賀川で設定されている灌漑期(5 月 11 日から 9 月 15 日)の前に融雪出水は概ね終息していることが示唆された。また、現状では灌漑期前の河川流量を大川ダムに貯水して、灌漑期の放流によって下流側の維持流量と水利流量を確保していることが示された。

気候変動に伴う積雪量や融雪時期の変動が利水面に影響を及ぼすことが報告されており(Barnet et al., 2005), 阿賀川流域を含む阿賀野川流域においても適切なダム運用と灌漑流量に関する見直しの検討も必要と考えられる。今後は気候予測データを用いて気候変動下における融雪洪水期間・時期の変動および水利流量への影響について解析する予定である。

謝辞：本研究の一部は、克雪研究協議会および日本大学工学部長指定研究(特別研究)として実施した。ここに記して謝意を表する。

【文献】

朝岡良浩, 風間 聡, 沢本正樹(2002): 広域積雪水資源量の変動特性とその地理・気候依存性, 水文・水資源学会誌, 15(3), pp.279-289.

朝岡良浩, 小南裕志, 竹内由香里, 大丸裕武, 田中信行(2007): 衛星観測に基づく積雪水量の広域推定と

融雪係数の地域特性, 水文・水資源学会誌, **20**(6), pp.519-529. DOI: 10.3178/jjshwr.20.519

国土交通省(2007): 阿賀野川水系河川整備基本方針

国土交通省 水文水質データベース:<http://www1.river.go.jp/>

Ken Motoya, Takeshi Yamazaki, Nobuhisa Yasuda (2001): Evaluating the spatial and temporal distribution of snow accumulation, snowmelts and discharge in a multi basin scale: an application to the Tohoku Region, Japan, *Hydrological Processes*, **15**(11), pp.2101-2129. DOI: 10.1002/hyp.279

佐藤 豪, 朝岡良浩(2016): 阿賀野川流域における積雪分布の長期変動, 東北地域災害科学研究, **15**, pp.79-84.

T. P. Barnett, J.C. Adam and D. P. Lettenmaier (2005): Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions, *nature*, **438**(17), pp.303-309. DOI: 10.1038/nature04141

ルーチン積雪深と積雪水量モデルに基づく秋田県内の全層積雪密度の解析

本谷 研 (秋田大学 教育文化学部)

河島 克久・松元高峰 (新潟大学災害・復興科学研究所)

伊豫部 勉 (京都大学大学院工学研究科)

Analysis of average snowpack densities around Akita pref., estimated from the routinely observed snow depth data and the snow water estimation model.

Ken MOTOYA (Faculty of Education and Human Studies, Akita University)

Katsuhisa KAWASHIMA and Takane MATSUMOTO (Research Institute for Natural Hazards and Disaster Recovery, Niigata University)

Tsutomu IYOBE (Graduate School of Engineering, Kyoto University)

1. はじめに

積雪の量を積雪深で表すか、積雪水量(重量)で表すかは古くからの問題であるが、両者を換算するには現実の雪質や粒径、層構造を考慮して合理的に全層積雪密度を推定することが必要になる。しかし、積雪密度を地上気温や地上風速および降雪強度などの気象要素から推定する試みはこれまでも多くなされているものの、そのほとんどは新積雪(降雪)の密度に関するもので、積雪荷重設計などに実用上用いられる全層積雪密度としては、依然として、その季節変化を考えずに 300kg/m^3 程度の概略値が用いられる場合がほとんどである。このため、降雪頻度が異なる時期においても積雪深と積雪水量(重量)の換算ができるような、地点毎・季節毎の全層積雪密度が推定できれば、積雪深からより現実的な積雪荷重を推定できるほか、水量ベースの積雪スラブモデルを積雪深データから検証するなどが可能になるので大変便利である。本研究では、秋田県およびその周辺について、複雑な積雪層構造モデルを用いずとも、アメダス地点における積雪深データと診断型積雪モデルとを組み合わせることによって、秋田県内の積雪観測アメダスにおけるより現実的な全層積雪密度の平年値(30年平均値)およびその季節変化を逆算的に求めたので紹介する。

2. 使用データ・診断型積雪分布モデルおよび計算の方法

2.1 使用データ

日平均および最高・最低気温($^{\circ}\text{C}$)、日降水量(mm)、日平均風速(m/s)、水蒸気圧(hPa)、日照時間(hr)、日平均気圧(hPa)などの気象要素分布を気象庁のアメダス観測点(東北6県に200から270地点)と気象官署(同約20地点)のルーチン気象データ(気象庁ホームページ)から推定した。つまり、空間的に離散したデータから距離重み付き内外挿と高度分布を仮定することによって面的な気象要素の分布を推定した。また、標高・土地利用などは国土地理院のデジタル数値地図(それぞれ50mおよび100m格子)から得た。なお、秋田県内の13地点(能代、鷹巣、鹿角、五城目、阿仁合、秋田、角館、大正寺、本荘、横手、矢島、湯沢、湯の岱)の各積雪深観測アメダス、図1参照)における日最深積雪深データを用いた。

2.2 診断型積雪分布モデル

診断型積雪分布モデル(Motoya et al., 2001; 本谷, 2008)により東北6県(青森、秋田、岩手、山形、宮城、福島、面積 77000km^2)における、日単位で1km四方グリッド毎の積雪水量の再現計算を、1980-81年冬季より2009-10年冬季までの30シーズン分を行い、その30年平均を平年値と考え、秋田県内の13アメダス地点(能代、鷹巣、鹿角、五城目、阿仁合、秋田、角館、大正寺、本荘、横手、矢島、湯沢、

湯の岱)における推定積雪水量(各観測点が含まれる 1km 四方グリッドの平均積雪水量)を同じ地点の日最深積雪深で除することにより、全層積雪密度を推定した。ただし、積雪深 3cm を目安に雪がほとんどないときは全層積雪密度を定義しないようにしてあるほか、診断型積雪分布モデルの消雪日が実際と前後する場合(多くはモデルの消雪日の方が遅くなる＝積雪水量過多の傾向)には、消雪日が現実と合うように調整してある。なお、診断型積雪分布モデルは、積雪単層の水・熱収支から積雪重量や融雪量を求めるスラブモデルであるので、積雪中の含水は考慮しない。このため、本研究で得られる全層積雪密度は乾き雪換算の全層積雪密度となるので留意のこと。

3. 結果

図 2 と図 3 に秋田県内積雪深観測アメダスにおける積雪深(SD)、積雪水量(SWE)、全層積雪密度、という 3 つの平年値の季節変化を示す。全地点で、積雪増加に伴って全層積雪密度も高まり、最大積雪重量時前後に極大となる季節変化を示している。これは、降雪があっても積雪が少ない初冬期および融雪末期には(新)降雪の割合高くなるため、全層密度が低くなるためと考えられる。また、大正寺・角館・本荘・横手・矢島・湯の岱では、全層積雪密度最高値は 300kg/m^3 を超えるほか、本荘・角館では全層積雪密度の最高値は 500kg/m^3 をやや上回った。沿岸ばかりでなく角館や湯の岱のような内陸積雪地でも全層積雪密度の概略値 300kg/m^3 を越える期間が 2 ヶ月以上に渡ることがわかった。こうしたことは、積雪荷重の見積もりなどの際に潜在的な問題となる可能性が高いと思われる。地点や時期によっては全層積雪密度の概略値の見直しが妥当であるかも知れない。なお、図 2, 3 における全層積雪密度の季節変化はあくまで「平年値としてみた場合」における見かけの季節変化も含み、各冬季の季節変化と一対一に対応するものではない(次節 4.2 で詳しく述べる)ことに注意が必要である。

4. 考察

4.1 スノーサバイ積雪水量および全層密度との比較

診断型積雪分布モデルによる計算積雪水量および計算積雪水量から求めた全層積雪密度の再現性を確かめるため、2016-17 年冬季の 1 月から 3 月まで積雪観測アメダス周辺などにおいて 1,2 週間に一度程度(述べ 48 回)積雪調査を行い、吹き払いや吹きだまりの無い開けた場所において神室式全層積雪密度サンプラーを使って、積雪水量および積雪深、全層積雪密度を測定した。この観測値と積雪分布モデルによる計算値との対応を調べた図を図 4 と図 5 に示す。モデル計算における気象要素や標高、土地利用は計算地点(アメダス等)を含む 1km 四方平均のもので 1 地点の値と完全には一致しないため、観測値と計算値は原理的に厳密には一致しないが、積雪水量における決定係数 $R=0.853$ と対応はかなり良く、全層積雪密度については積雪深の推定誤差も加わるため誤差は拡大するものの決定係数 $R=0.589$ とかなり高い相関があると言える。これらの結果から、診断型積雪分布モデルを応用して積雪水量や全層積雪密度を推定する手法は概ね妥当だと考えて良いだろう。

4.2 乳頭温泉地区の山地積雪重量計による全層積雪密度季節変化

積雪重量(積雪水量)と積雪深の両者の観測値があれば、積雪モデル等を用いずとも全層積雪密度の季節変化を求めることができる。こうした例として、秋田県仙北市の乳頭温泉地区(秋田大学乳頭ロッジ、標高約 750m、図 1 の☆印)に設置した積雪重量計および簡易積雪深計(雪尺+インターバルカメラ)から算定した全層積雪密度の季節変化を図 6 に示す。ただし、観測期間は 2011 年 12 月 20 日より 2012 年 4 月 22 日まで(観測開始時・観測終了時にも積雪あり)である。図 6 をみると、降雪頻度が高い 12 月から 2 月下旬までの全層積雪密度は 300kg/m^3 内外で 3 月になると降雪頻度の低下と総積雪量の増加の兼ね合いから積雪密度は漸増し、4 月下旬には 500kg/m^3 を上回っている。山地などの低温・多雪地では、根雪が一度解消した後の新降雪がほとんどないので、全層積雪密度は融雪期に漸増し、最大値に達した後、濡れザラメ雪の含水率変化分の密度低下はわずかにあるものの、ほぼそのままの値で消雪日を迎えることが多いと見てとれる。これに対して、比較的温暖な平地・寡雪地では、全層積雪密度は圧密が進むにつれて増大し、降雪頻度が高いうちに極大に達するものの、根雪がいったん解消して

からの新降雪が積もる場合も多くあって、2月から3月以降における全層積雪密度が見かけ上低くなることが多いように思われる。この関係は図 2,3 に示した平年値ベースの全層積雪密度季節変化にも多くのアメダス地点で現れており、山型の全層積雪密度季節変化を呈する原因になっていると考えられる。ただし、このような山型の季節変化となる地点であっても、その冬の降雪頻度やタイミングによっては漸増終了型になる場合も含まれるので、図 2,3 を積雪荷重最大値の根拠とする場合は漸減時を無視し、全層積雪密度最大以後は最大値一定で考える必要があろう（ただし、根雪解消時以後には図の漸減時のグラフを用いても良い）。

5. まとめ

本研究により分かった事柄をまとめると以下のようになる。

- 1) 秋田県内のアメダス地点について積雪深データ(観測値)と分布型積雪モデルの推定積雪水量から全層積雪密度を推定した。
- 2) 地点により全層積雪密度の値およびその季節変化は異なる（降雪頻度と積雪の圧密・融雪速度の兼ね合い等）。
- 3) 多雪地の融雪末期、積雪深⇔積雪重量の換算に全層密度概略値(300kg/m^3 等)の仮定は場合によっては注意が必要である（現実には $500\sim 600\text{kg/m}^3$ となる場合も珍しくない）。
- 4) 計算と観測：積雪水量・全層積雪密度ともに相関中程度(決定係数 $R=0.853$ および $R=0.589$)で対応している。
- 5) 山地積雪重量計の結果から、低温・多雪の地点では根雪解消後の積雪がほぼ起こらないので、全層積雪密度は融雪末期に漸増し最大値付近で消雪日を迎えるのに対して、温暖・寡雪の地点では根雪の解消後の新降雪により全層積雪密度が小さくなる場合が起こり、全層積雪密度は比較的早い時期に最大となった後、見かけ上減少する山型の季節変化を呈する場合が多い。

6. 謝辞

本研究は新潟大学災害・復興科学研究共同研究費（2016-07,2017-11）によりました。感謝いたします。

【引用文献】

気象庁ホームページ(気象統計情報、過去の気象データ検索、ダウンロードなど) <http://www.jma.go.jp/> (2017年11月2日確認)。

Motoya, K., T. Yamazaki, N. Yasuda, 2001: Evaluating the Spatial and Temporal Distribution of Snow Accumulation, Snowmelts and Discharge in a Multi basin Scale: An

Application to the Tohoku Region, Japan, *Hydrol. Process.* **15**, 2101-2129.

本谷 研, 2008: 東北地方における積雪水量の27年平均値と豪雪・寡雪, 雪氷, **70**(6), 561-570.

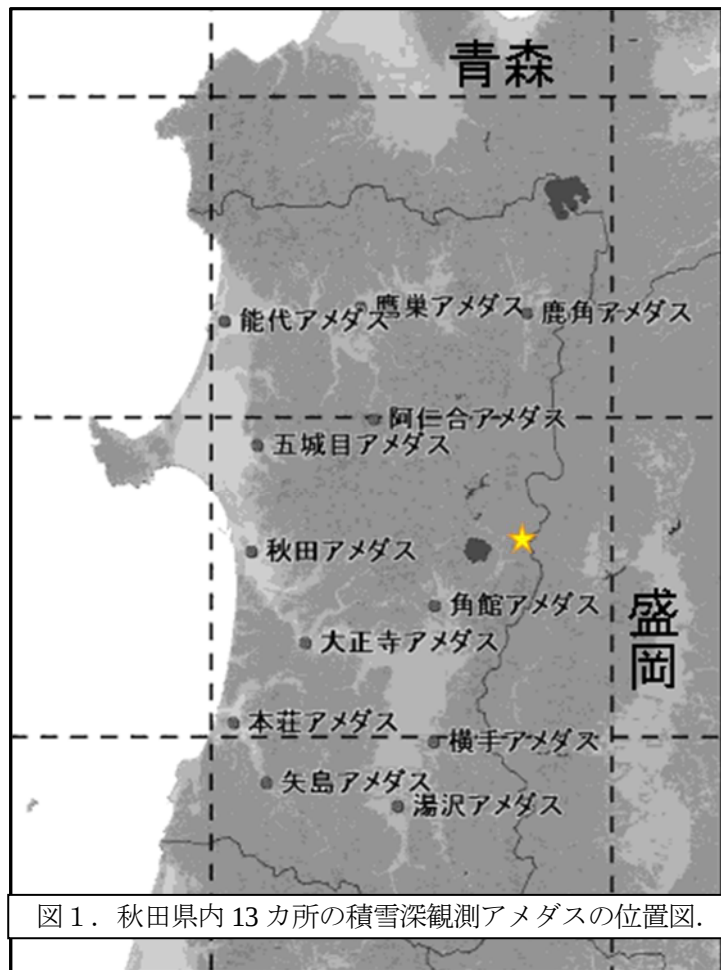


図1. 秋田県内13カ所の積雪深観測アメダスの位置図。

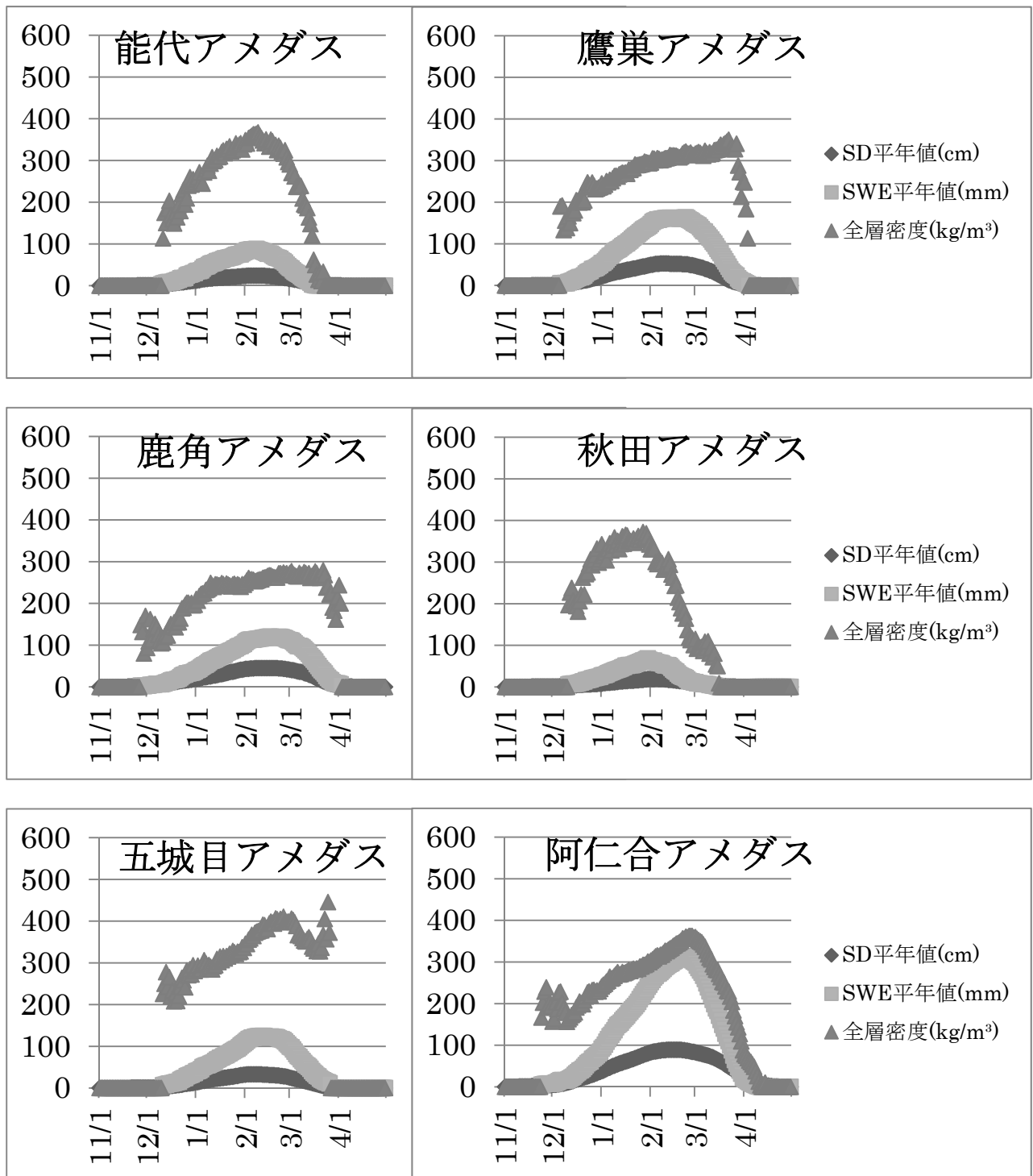
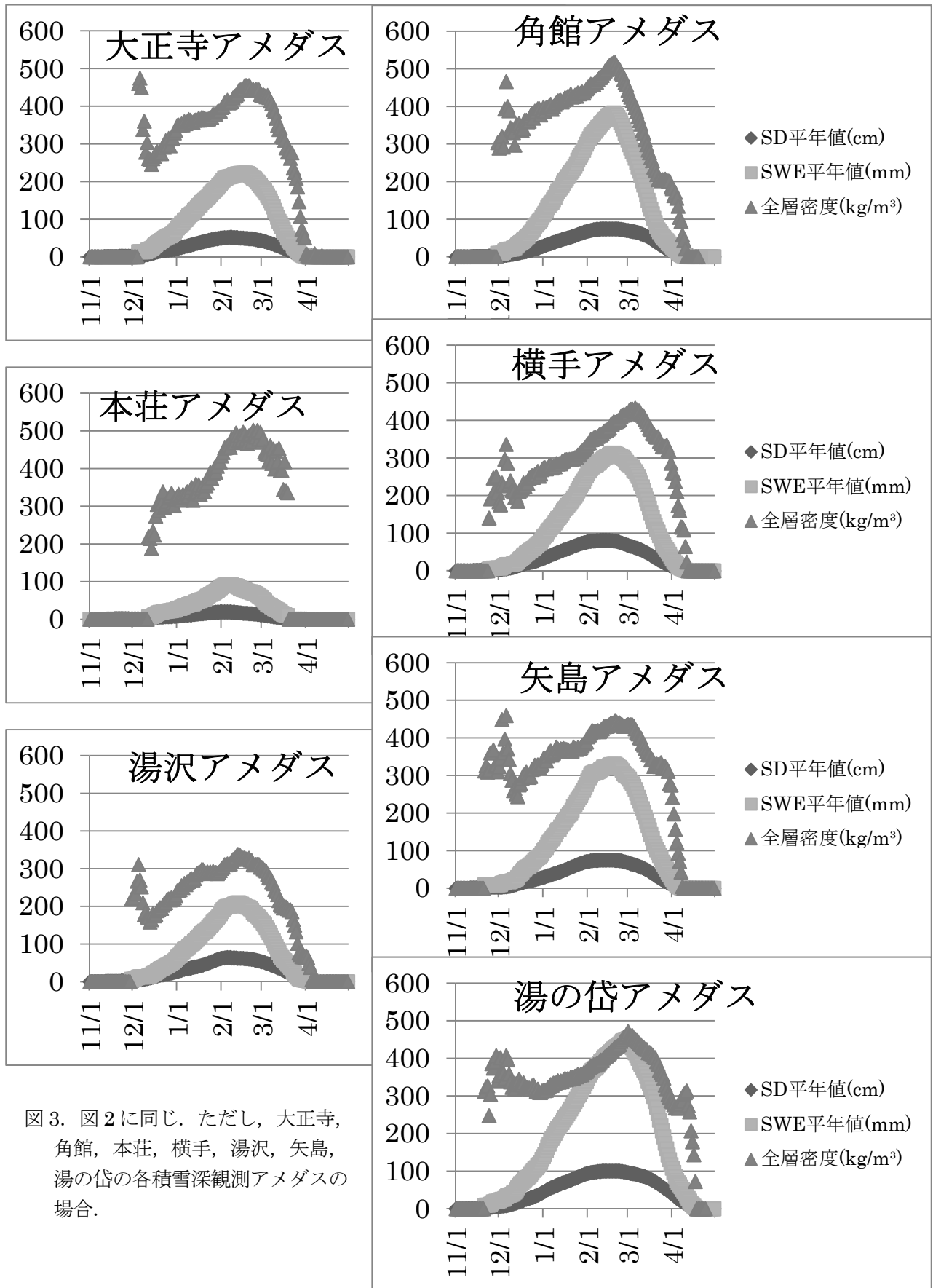


図 2. 秋田県内積雪深観測アメダス(能代, 鷹巣, 鹿角, 秋田, 五城目, 阿仁合)における積雪深(SD), 積雪水量(SWE), 全層積雪密度という 3つの平年値(1980-81 年冬季から 2009-2010 年冬季までの 30 年平均)の季節変化.



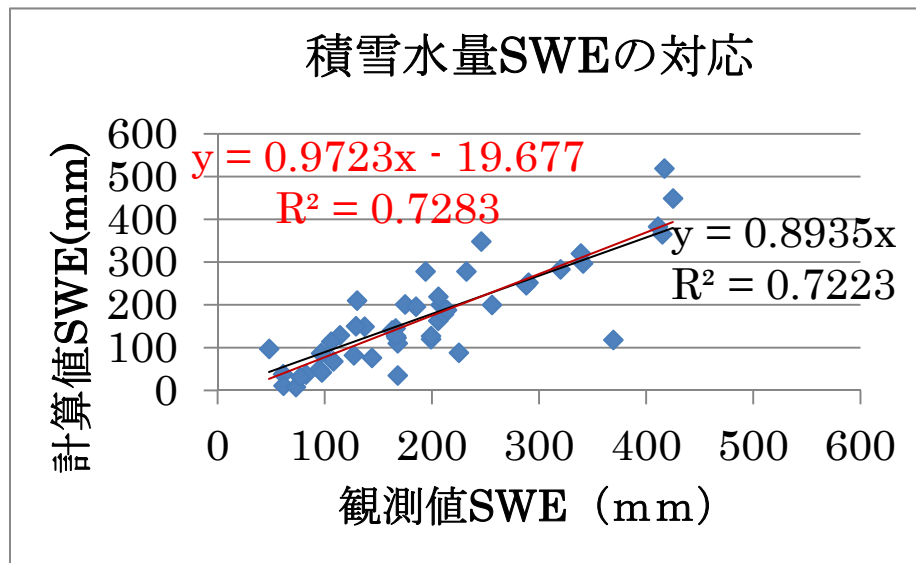


図4. 積雪調査による観測値と積雪モデルによる計算値の比較. 積雪水量の場合.

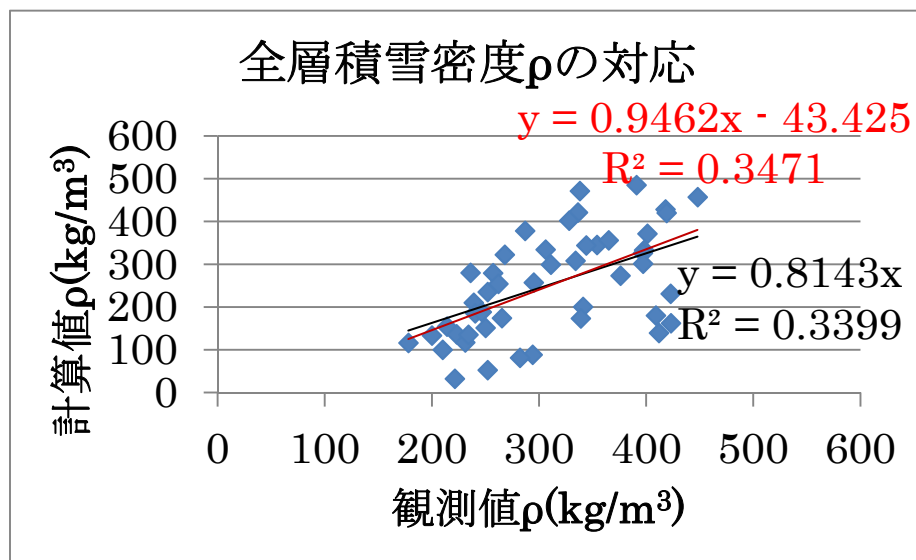


図5. 図4に同じ. ただし, 全層積雪密度の場合.



図6. 秋田県仙北市乳頭温泉の山地積雪重量計による積雪重量と観測積雪深から求めた同時相関・観測値ベースの全層積雪密度の季節変化. 観測期間は2011年12月20日より2012年4月22日まで.

雪の保水能力について

佐々木幹夫（八戸工業大学）

長尾昌朋（足利工業大学）

南 将人（八戸高専）

荻原英子（香川調理製菓専門学校）・

Snow ability keeping water internally

Mikio SASAKI (Hachinohe Institute of Technology)

Masatomo NAGAO (Ashikaga Institute of Technology)

Masato MINAMI (National Institute of Technology. Hachinohe College)

Hideko OGIWARA (KAGAWA College of Culinary and Confectionery of Arts)

1. はじめに

著者等はこれまでに八甲田山中の積雪雪質調査を 30 年間実施してきた。調査は主に密度、浸透実験、硬度、融雪後の水質等について行ってきた。融雪水の水質観測については近年省略している。今年 2017 年も第 30 回目の雪質や積雪等の調査を八甲田山中において無事終了している。ここに昨年までに行っている観測、特に 2016 年に行った観測値を基に雪の保水能についての考察を行ってみる。

2. 観測位置

調査は青森県のほぼ中央に位置する八甲田山の山中において実施している。八甲田には八甲田山と



図1 八甲田山位置図 (Google Map)

いう山頂(山)はなく、八甲田山はいくつかの山を総称した呼び方である。八甲田は笠松峠(標高 1,040 m)を超える道路により分けられており、道路を境にそれより北側が北八甲田、道路より南側が南八甲田と呼ばれている。図1に八甲田の位置を示した。調査は北八甲田や南八甲田に測定地点を設けて行ってきたが、調査地点まで2時間から5時間かけて山中を歩き測定を行っている。基本的に南八甲田は徒歩により調査地点にたどり着いているが、北八甲田にはロープウェーがあるのでこれを利用し

て調査を行っている。しかし、北八甲田も風が強いとロープウエーは運休となるので調査地点に近い道路から調査地点まで歩いて登っている。2016年第1回目観測は北八甲田に調査地点を設け測定を行



図2 2016年第1回目(4/23)調査位置(赤▲印)

った。調査地点は図2に示すように八甲田ロープウエーから南東に約12km離れたところにあり、この日は強風のため八甲田ロープウエーは運休となり、調査地点に最も近い道路(水連沼)から調査地点まで徒歩により移動した。スキーでも移動可能なので多くの調査隊員はスキーを利用しての移動となっている。調査個所は北八甲田小岳東側斜面下にあり(図2)、日本測地系でN40°、38′47.8″、E140°53′42.1″の位置にあり、標高は1340m、天候は晴れ、気温6℃となっている。観測時の気温としては高い方である。

3. 観測方法

前述のように観測は南八甲田山中か北八甲田山中において行ってきたが2016年第1回目は北八甲



写真1 観測雪面の作成 2016年4月23日

田山中において行った(図2)。2016年の測定は第1回目が4月25日13時から16時に行い、天候は

晴れ、標高 1340m 地点にとり、第 2 回目は 5 月 17 日 12 時から 16 時に行い、調査地点を笠松峠の南側、八甲田ロープウエーから南に約 10km 離れたところにとり、調査地点には笠松峠まで車で行きそこから徒歩により移動した。位置は日本測地系で緯度 $40^{\circ} 37' 45.7''$ 、経度 $140^{\circ} 53' 18.6''$ 、標高 1040m となっている。観測対象の積雪面は写真 1 に示すように鉛直に掘り、密度、保水量、硬度、透水性の測定を行った。観測積雪層厚は地面近くの雪層の低木草までの深さ 2 m 程度としている。毎年、スコップ 2 丁でここまで掘るのに 1 時間程度の時間を要している（写真 1）。すなわち、観測鉛直雪壁の作成には毎年 1 時間程度の時間をかけている。2016 年は 4 月に比較的寒い日が続き、例年と同じ融雪が続いている。下層は例年と同じく硬い雪の層となっており、鉄製のスコップでないと観測鉛直積雪面の整形は不可能であった。観測鉛直雪面の作成後、密度を測定して、その雪を使い、雪の保水量、硬度、並びに浸透能の観測を行っている。保水能力は密度測定後に 0 度まで冷やした水に雪塊を浸潤させ、十分水中に浸かった後に取り出し、水を切り、水が出なくなるまで空中に放置し、水を内部に含み水が落ちない程度になった雪塊の質量を測定して、保水量を算定している。この測定は雪塊が内部に吸い込んだ水を離さない水量を測定していることになる。

4. 保水能

2015 年と 2016 年の観測値より保水能を判断するために対象となっている雪の密度と硬度より雪の状態を明らかにしてみる。図 3 に 2015 年 4 月 25 日、2016 年 4 月 23 日、および 2016 年 5 月 17 日の

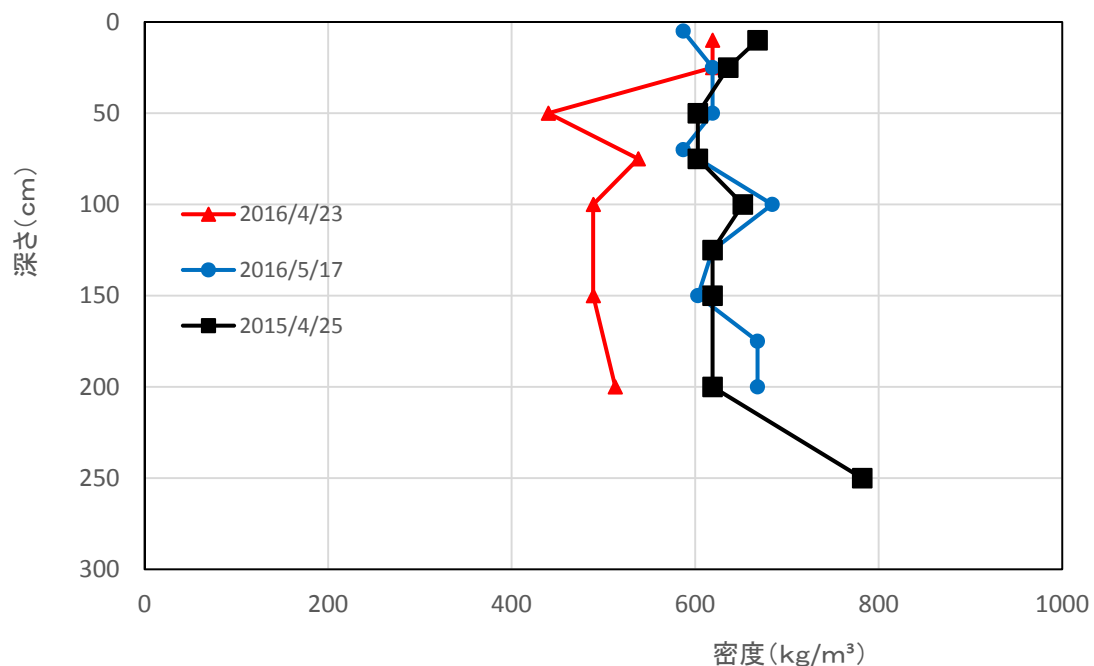


図 3 融雪期積雪層の密度

雪の密度を示した。雪質は 2015 年 4 月の雪はザラメ雪の層で、2016 年の 4 月は表層がザラメ状の雪であるがそれより下層はしまり雪となっている（図示省略）。2016 年 5 月 17 日の雪はザラメ雪が上層から下層まで続いている。2015 年の 4 月は温暖な日が続き雪解けが早かったため 4 月でも融雪末期の雪質となっており、それは 2016 年 5 月の密度と同じ分布となっていることより理解できる。図より、2016 年 4 月の密度は表層を除きおよそ 500 kg/m^3 となっており、しまり雪の密度となっている。2015 年 4 月および 2016 年 5 月の密度は $600 \sim 650 \text{ kg/m}^3$ となっており融雪後期のザラメ雪の密度となつて

いる。2015 年 4 月の観測値において、深さが 250 cm の雪層の密度がおおよそ 780 kg/m^3 と大きくなっているがこれは地表面を流れている融雪水を含み半湿潤状態になっているためである。融雪終期に見られる雪の密度であり、ザラメ雪の雪塊が水を含み密度が大きくなっている状態である。

雪の硬度の観測結果を図 4 に示した。図より、表層近くは 200~300kPa の硬度となっておりザラメ

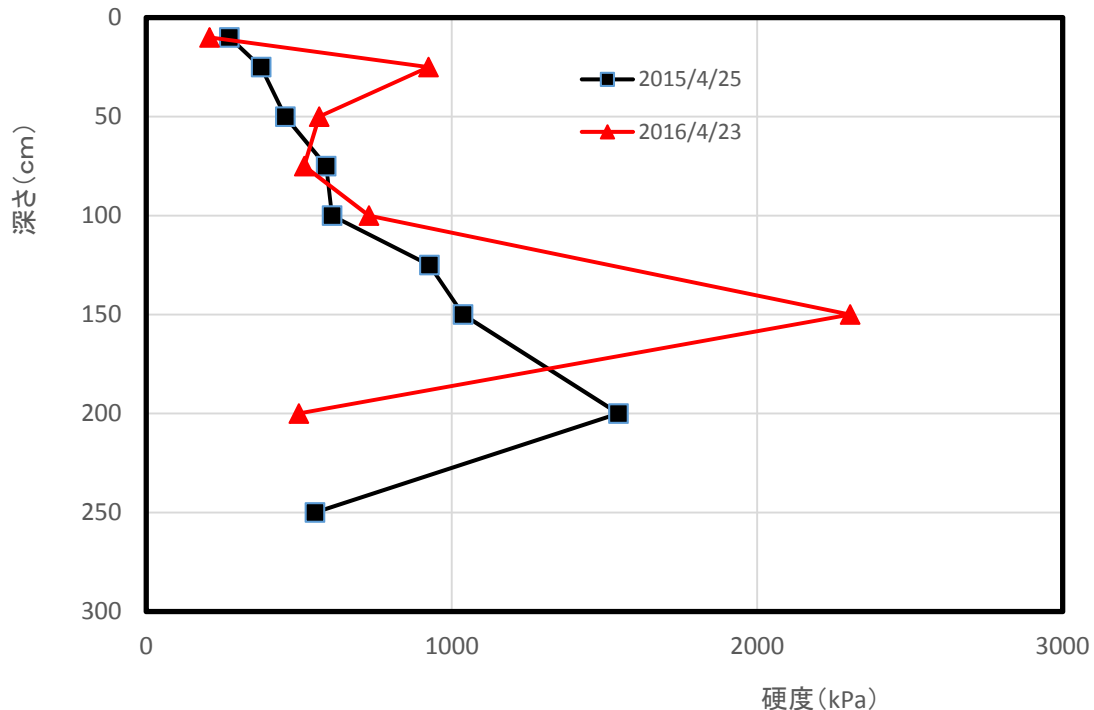


図 4 融雪期積雪層の硬度

雪の緩い状態となっている。2016 年 4 月の雪は 25 cm で 900kPa を超えた固い雪になっており、50~100 cm では少し緩み 500~700kPa の硬さとなっているが 150 cm では 2300kPa とかなり固いしまり雪となっている。2016 年 4 月の雪層の 200 cm では 500kPa と緩んでいるが地表面の影響を受けてザラメ雪の少し緩んだ状態となっている。2015 年 4 月の雪は全層がザラメ雪であるが圧密効果により深さと伴に硬度が増しており、200 cm では 1500kPa の硬さとなっている。硬度と前述の雪の状態より雪の締まり具合を判断すると次のようになる。融雪期の表層はザラメ雪でやや緩んだ状態であるが表層以下はザラメ雪もしまり雪も締まった固い雪となっている。最下層は地表面の影響を受けてやや緩んだザラメ雪となっており、地表面に近いと水を含んだやや緩めの雪層となっている。

保水能の観測結果を図 5 に示した。図には 2016 年 4 月 23 日と 2015 年 4 月 25 日の観測結果（平均値）示している。ここに、保水能は雪塊が吸い込んだ水分を重力の影響を受けることなく内部に保持貯水できる最大取水量を意味しており、現象を支配しているのは表面張力である。したがって、保水能は雪塊の間隙が適度に狭く締め固められていれば高く、間隙間隔が広がっていれば低くなる。ザラメ雪状の緩んだ雪塊は保水能が低く、硬めのしまり雪は保水能が高い。2015 年 4 月 25 日の観測結果は、全般的に保水能が低く、表層から 2m の深さまでおおよそ 300 kg/m^3 となっている。2015 年の保水能に比べ 2016 年 4 月 23 日の観測結果は全般的に保水能力が高くなっている。表層から深さ 25 cm 程度までの積雪層は保水能が低く、10 cm で 285 kg/m^3 、25 cm で 337 kg/m^3 である。表層は融雪が進

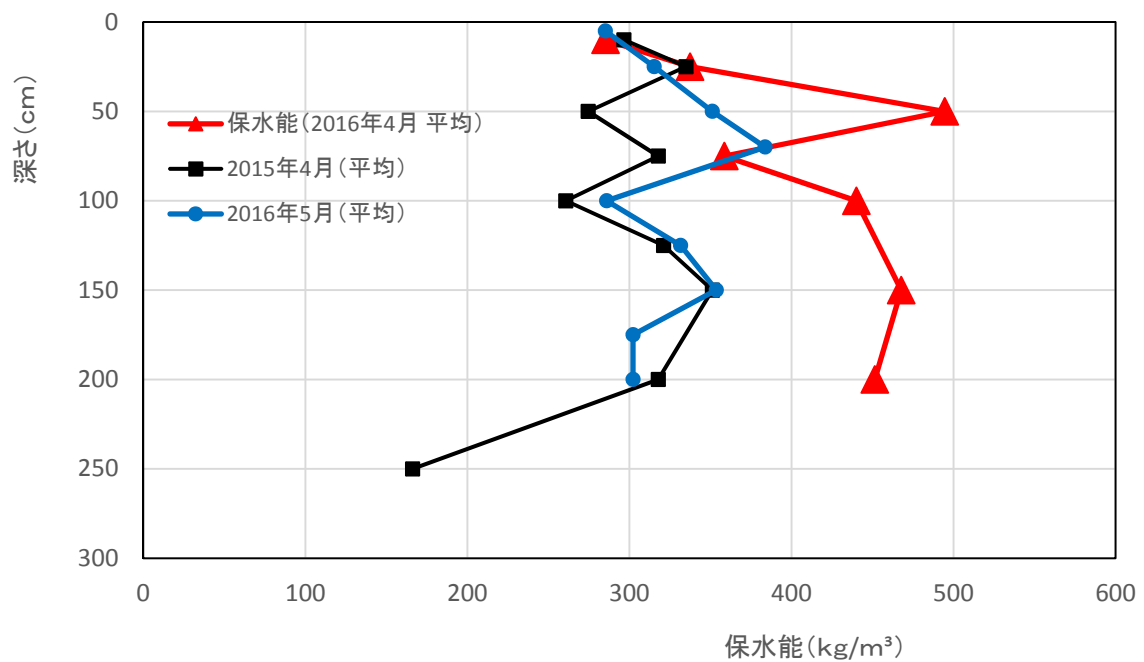


図5 融雪期積雪層の保水能

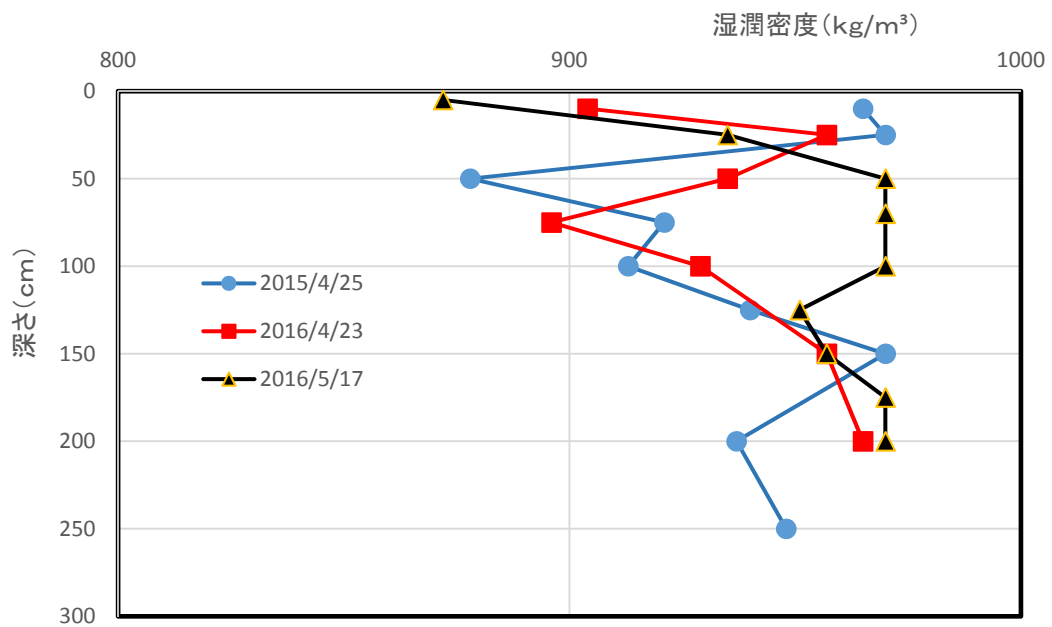


図6 融雪期積雪層の湿潤密度

みザラメ雪のやや柔らかい雪となっているために保水能は低くなっているものと考えられる。2016年5月と2015年4月の積雪層はザラメ雪の層であり表層以下は良く締まったザラメ雪の層であり、300～350 kg/m³の保水能となっており同程度の保水能を示している。一方、2016年4月のしまり雪は表層近くを除けば400～500 kg/m³の保水能となっており高い保水能となっている。

図6に湿潤密度を示した。ここに、本研究で意味する湿潤密度とは、雪塊を水中に浸潤させて水を吸わせた後に水中から取り上げ、雪塊内の水が重力の作用により滴り落ちない状態の雪の密度のことであり、空隙内部の水は表面張力の作用で雪の内部に保持されている。湿潤密度の最大値は 970kg/m^3 としている。これは著者らの一人佐々木が流雪溝の中を流下する雪塊の密度を観測した結果、湿潤密度が 970kg/m^3 となっていることより設定したものである。雪塊の全空隙部に水が保水されれば湿潤密度は 970kg/m^3 に近くなり、それよりも低ければ水に満たされない空隙が残っていることを意味していることになる。図より以下のことがいえる。2016年5月のザラメ雪は表層付近が $870\sim 930\text{kg/m}^3$ となっており、全ての空隙が水に満たされていない。これはやや緩めのザラメ雪となっているためであり、表面張力により水を空隙内に保持できる狭さになっていないことを意味している。さらにその下層は $950\sim 970\text{kg/m}^3$ の湿潤密度となっており、良く締め固められたザラメ雪となっているために全ての空隙内に水が保持されている。2015年4月と2016年4月は表層に違いが見られるがそれより下層 $50\sim 200\text{cm}$ では $880\sim 970\text{kg/m}^3$ まで深さと伴に密度が増大しており、前述図4で見たように硬度増大と照らし合わせると雪の圧密効果が空隙を狭め表面張力の作用が増大し保水能力が高まっていると考えられる。表層付近の違いは雪の締まり具合によるものと考えられる。

本調査では2015年4月には融雪終期のザラメ雪の保水能を観測したが2016年4月には融雪中期のしまり雪の保水能を観測した。この違いを明らかにするために2016年5月に融雪終期のザラメ雪の保水能を観測した。2016年5月と2015年4月の積雪層は同様の保水能の特徴を示している。八甲田山においても地球温暖化の影響が出て4月には融雪終期の雪の状態が現れるようになっている。

5. 結論

本研究では雪の保水能について積雪層の特性を調べてみた。その結果以下の点を明らかにすることができた。

- (1) 2016年5月と2015年4月の積雪層は同様の保水能の特徴を示している。八甲田山においても地球温暖化の影響が出て4月には融雪終期の雪の状態が現れるようになっている。
- (2) 2015年の4月は2016年5月の密度と同じ分布となっており、温暖な日が続く雪解けが早かったため4月でも融雪末期の雪質となっている。2016年4月の密度は表層を除きおよそ 500kg/m^3 となっており、しまり雪の密度となっている。2015年4月および2016年5月の密度は $600\sim 650\text{kg/m}^3$ となっており融雪後期のザラメ雪の密度となっている。
- (3) 融雪期の表層はザラメ雪でやや緩んだ状態であるが表層以下はザラメ雪もしまり雪も締まった固い雪となっている。最下層は地表面の影響を受けてやや緩んだザラメ雪となっており、地表面に近いと水を含んだやや緩めの雪層となっている。
- (4) 2016年5月と2015年4月の積雪層はザラメ雪の層であり表層以下は良く締まったザラメ雪の層であり、 $300\sim 350\text{kg/m}^3$ の保水能となっており同程度の保水能を示している。一方、2016年4月のしまり雪は表層近くを除けば $400\sim 500\text{kg/m}^3$ の保水能となっており高い保水能となっている。
- (5) ザラメ雪も締まり雪も $50\sim 200\text{cm}$ では $880\sim 970\text{kg/m}^3$ まで深さと伴に密度が増大しており、硬度増大と共に雪の圧密効果が空隙を狭め表面張力の作用が増大し保水能力が高まっている。

謝辞 現地観測は多くの隊員の協力を得ながら無事終了している。特に、岩渕巧（東北電力（株））、熊谷洋（東北電力（株））、大坪秀一（八戸市役所）諸氏には多大なるご尽力を頂いている。ここに、岩渕巧、熊谷洋、並びに大坪秀一氏をはじめこれまでの全ての調査隊員皆様に深甚なる謝意を表します。

参考文献

佐々木幹夫 他7名, 2016: 第28回八甲田山雪質調査, 東北の雪と生活, **31**, 31-36.

多偏波 L バンド SAR によるサロマ湖上氷の観測

若林裕之 (日本大学工学部)

Observation of ice on Lake Saroma by L-band polarimetric SAR

Hiroyuki WAKABAYASHI (College of Engineering, Nihon University)

1. はじめに

海氷は、大気と海水の断熱材の役目を果たし、海水から大気への熱エネルギーの移動を妨げるため、海氷の存在は雪氷圏のみならずグローバルな環境変動に影響をおよぼす。オホーツク海南端に位置する北海道周辺は比較的薄い海氷がある領域として知られている。オホーツク海における海氷は地球温暖化の影響を顕著に受けると考えられるため、その領域の海氷状況をモニタリングすることは非常に重要である (Noda et al., 1996; IPCC, 2007; Nishio et al., 1993)。合成開口レーダ (SAR) は、能動型マイクロ波センサが持つ全天候観測に加え、高分解能観測や多偏波観測による散乱メカニズムの抽出の可能性から、海氷観測分野においても数多くの研究が進められている。

本研究は、SAR で比較的薄い海氷を観測する際の可能性を検討するものである。宇宙航空研究開発機構 (JAXA) が運用している航空機搭載 L バンド多偏波合成開口レーダ (Pi-SAR-L2) が、サロマ湖を異なる入射角で取得したデータを解析することによって、海氷物理量に感度が高い多偏波パラメータの入射角特性を求め、海氷物理量の推定精度向上を目的としている。

2. テストサイトおよび現地データ取得

図 1 に本研究の関心領域であるオホーツク海を示す。オホーツク海は季節海氷域であり、北半球で海氷が発生する領域として、ほぼ南端に位置している。この海域の海氷厚は大部分が 1m 以下であり、比較的薄い海氷を観測できる海域である (Toyota et al., 2002)。サロマ湖はこのオホーツク海と 2 つの湖口でつながっているため、湖水は流れ込む川の河口付近を除いて、海水とほぼ同程度の塩分濃度である。湖水は冬期間に凍結し、2 月末には湖氷の厚さは最大 50cm に達する。凍結した氷の塩分濃度および層構造は外洋における安定に成長した海氷と非常に良く似ている (Wakabayashi et al., 1995)。サロマ湖は、2 月後半から 3 月にかけてほぼ全面結氷するが、湖の東岸と西岸に近い領域は氷厚が大きく、その内側には氷厚が小さい領域がある。また、第一湖口の近くには海水面がありその周辺が非常に薄い氷厚 10cm 以下の氷が存在している。

Pi-SAR-L2 は、2015 年 2 月 24 日と 2016 年 2 月 25 日にサロマ湖のデータを取得したが、Pi-SAR-L2 と同期した地上データが取得できたのは 2016 年のみであった。2015 年 2 月は、サロマ



図 1 本研究の関心領域.

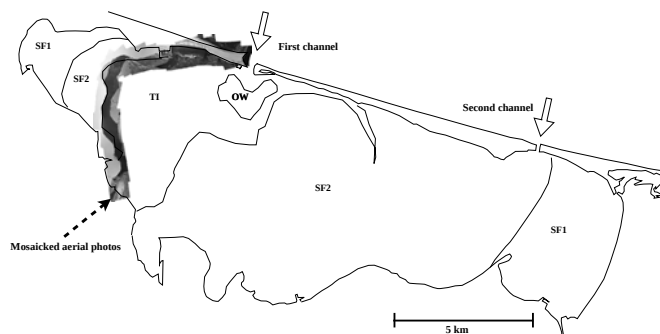


図 2 サロマ湖上氷の分類結果 (2016. 2. 25).

湖の東岸に近い領域でスノーモビルを使用して現地データ取得を試みたが、湖水上の積雪が非常に多い状態で広範囲のデータ取得が困難な状態だった。また、サロマ湖西部の第一湖口に近い領域において、小型船舶を使用して薄氷のデータ取得を行ったが、Pi-SAR-L2 データ取得日には同期データを取得することができなかった。

2016年2月のPi-SAR-L2データ取得時においては、サロマ湖西部の第一湖口に近い領域において、小型船舶を使用して薄氷のデータ取得が実施された。また、1800m の高度から航空写真を取得し、サロマ湖西部の湖水の状態を確認することが可能であった。2016年の現地観測データおよび航空写真をもとに2016年のサロマ湖上の海氷分類をした結果を図2に示す。図中には航空写真をモザイク処理した画像も示しているが、航空写真より明確に薄氷域の端が明確に確認できる。

図中のサロマ湖上の領域については、以下に示す4種類に分類した。

- (1) TI (Thin Ice): 厚さが 10cm 以下の氷で氷表面は鏡面状であり、氷表面には積雪層がない。船舶観測によりこの領域にはグリース状の氷も確認されている。
- (2) SF1 (Smooth First-year ice 1): サロマ湖の東岸と西岸の近いところにあり、早期に凍結した領域であり、厚さは 30cm をこえている。大部分の氷の表面はなめらかであり、積雪層が存在する。場所によっては表面のラフネスが大きい場所も存在している。
- (3) SF2 (Smooth First-year ice 2): SF1 の内側にある領域で、厚さは SF1 よりも小さく 10cm から 30cm の範囲である。氷表面は滑らかであり、SF1 同様に積雪層が存在する。また、一部蓮葉状の領域も確認されている。
- (4) OW (Open Water): 海水面であり、第一湖口の内側一部と外側に存在している。

3. Pi-SAR-L2 データの処理

表 1 に今回解析に使用した Pi-SAR-L2 データの諸元をまとめる。Pi-SAR-L2 は、衛星搭載 SAR である PALSAR や PALSAR-2 のデータ検証用に開発されているため、空間分解能や雑音等後方散乱係数等の基本性能が非常に高い。一般的に、海氷は後方散乱係数が小さいターゲットであるため、衛星搭載 SAR では検出不可能な特性も検出できる可能性がある。サロマ湖観測時には東西方向の観測パスを設定し、4 パスでデータ取得を実施した。なお、各パスではサロマ湖を異なる入射角で観測し、2016年2月25日は4種類の入射角(25度、35度、45度、および55度)でデータ取得が行われている。

表 1. Pi-SAR-L2 の諸元.

Bandwidth	85 MHz
Sampling frequency	100 MHz
Observation height	6 -12 km
Image width	<= 20 km
AD(I/Q)	8 bits I + Q
Range resolution	1.76 m
Azimuth resolution	3.2 m(4 looks)
NE sigma zero	-35 dB
Incidence angle	10-62 deg.
Polarimetry	Quad-pol.
Pulse length	10-30 micro-sec.
Tx power	3.5 kW

Pi-SAR-L2 のレベル 1.1 データはスラントレンジ上の複素数データで提供され、テキストファイルが添付されている。このテキストファイルには、スラントレンジ上のアドレス(サンプル、ライン)を緯度、経度、入射角に変換する係数が記録されている(Shimada, 2015)。その係数を使用することによって、多偏波パラメータを取得した場所の緯度、経度、および入射角を算出することが可能である。図 3 には、テキストファイル上の変換係数の使用例として各パスで取得した全電力(Total power)データを UTM(Zone54)に投影した画像を示す。

多偏波パラメータの入射角特性を解析するために、Pi-SAR-L2 データから VV 偏波と HH 偏波の後方散乱係数比(以降、「VV/HH 後方散乱比」と散乱エントロピを算出する。VV/HH 後方散乱比は、レベル 1.1 データに対する校正係数(Pi-SAR-L2 calibration)を用いることによって求めた VV 偏波の後方散乱係数を HH 偏波の後方散乱係数で除算することによって算出している。散乱エントロピは観測対象物の散乱メカニズムのランダム性を示す指標として使用される。散乱行列から計算されるコヒーレンス行列を、数学的な直交性を考慮して固有ベクトルに分解すると 3 つの固有値($\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3$)が算出される。各固有値は観測対象物の散乱を分解した異なる散乱メカニズム(表面散乱, 2 回散乱, 体積散乱)の相対的な寄与の大きさを示すことになる。各固有値から散乱エントロピ H は以下に示す式で計算される(Cloude and Pottier, 1996)。

$$H = \sum_{i=1}^3 -P_i \log_3 P_i \quad (1)$$

ここで、 P_i は各固有値の発生確率を示す値であり、次式で計算される。

$$P_i = \frac{\lambda_i}{\sum_{j=1}^3 \lambda_j} \quad (2)$$

散乱エントロピ H は $P_1=1$ で $P_2=P_3=0$ の場合に最小値 0 をとり、 $P_1=P_2=P_3=1/3$ が成立するとき最大値 1 をとる。なお、VV/HH 後方散乱比や散乱エントロピを計算する際には、グラントレンジ座標でアジマス方向とレンジ方向のアスペクト比を考慮して、アンサンブル平均を行う領域サイズを決定している。

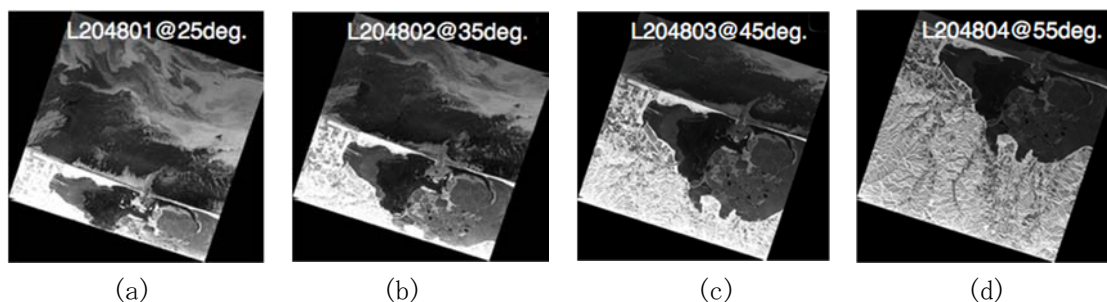


図 3 異なる入射角で取得した Pi-SAR-L2 全電力データ。(a) L204801(入射角 25°), (b) L204802(入射角 35°), (c) L204803(入射角 45°), (d) L204804(入射角 55°)。

4. 解析結果および考察

サロマ湖のほぼ中心を通る東西方向のラインに沿って、多偏波パラメータのプロファイルを算出したもののうち VV/HH 後方散乱比および散乱エントロピの結果を図 4(湖西部)および図 5(湖東部)に示す。なお、プロファイル上の各点はレンジ方向に 20 サンプル、アジマス方向に 120 サンプルの領域で算出された結果であり、35 度の入射角において、地上の 50m×50m に対応してい

る。なお、図4および5の各グラフの上部にはサロマ湖上氷を分類した結果も合わせて示している。図4(b)および図5(b)から、大きな入射角においてTI, SF2, SF1の順にVV/HH 後方散乱比が小さくなっているのがわかる。また、図4(c)および図5(c)から、散乱エントロピがTIの領域において他の領域よりも大きな値を示していることがわかる。

海氷の後方散乱は、表面散乱が支配的な場合、氷表面のラフネスと誘電率に大きく影響される。HH 偏波と VV 偏波の後方散乱は、それぞれが氷表面のラフネスの影響を受けるが、その比をとることによってラフネスの影響を小さくすることができ、誘電率に対する感度が高くなる。HH 偏波と VV 偏波の後方散乱は、V 偏波のフレネル反射が0になる、ブリュースター角付近で差が大きくなると推定されるため、大きい入射角で VV/HH 後方散乱比が大きくなると考えられる。氷表面の誘電率は、薄い海氷ほど塩分濃度が大きく、海氷厚が大きくなるとブライン排出によって表面の塩分濃度が低下して誘電率が小さくなることが知られている(Wakabayashi et al., 2004)。以上より、海氷厚の違いによる氷表面の誘電率の違いが、大きい入射角ほど VV/HH 後方散乱比に影響を与えていると推定できる。

散乱エントロピは、散乱メカニズムのランダムさの指標であり、支配的な散乱メカニズムが表面散乱である海水域の散乱エントロピは小さくなる。一般的に散乱メカニズムが表面散乱+体積散乱の海氷については、海水域より高い値を示すため、海水域と海氷域を分離することが可能となる。特に TI は表面が非常に滑らかで後方散乱係数が非常に小さいため、後方散乱係数のみで検出するのが困難であるが、散乱エントロピは他の氷よりも大きい値を示すため、検出可能である(Wakabayashi et al., 2013)。

多偏波パラメータの入射角特性をより詳細に解析するために、2016年の4種類の入射角で取得した Pi-SAR-L2 データ上の OW, TI, SF1, および SF2 と分類された領域にサンプリングサイトを設定した。図6に L204803(45度)の散乱エントロピ上にサンプリングサイトを表示したものを示す。各サンプリングサイトはスラントレンジ上で 200(レンジ)×1200(アジマス)の領域となっている。図7と図8には VV/HH 後方散乱比と散乱エントロピの入射角特性を示す。VV/HH 後方散乱比は各入射角において OW が一番大きく TI, SF2, SF1 の順番で小さくなることがわかる。また、OW

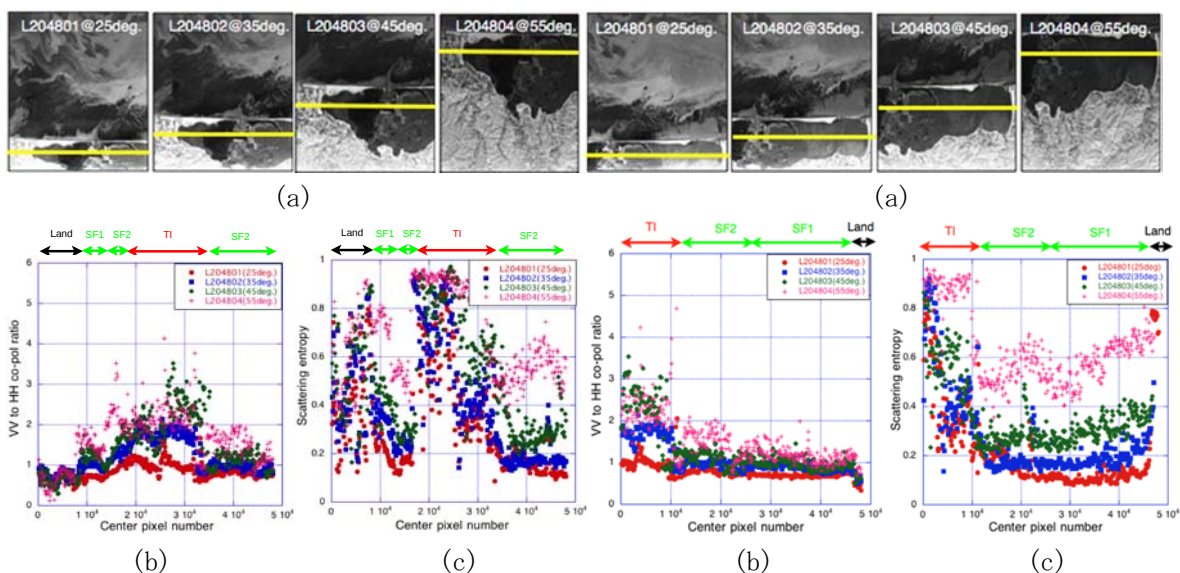


図4 多偏波 SAR パラメータプロファイル例(サロマ湖西部)。(a)プロファイル取得ライン、(b)VV/HH 後方散乱比、(c)散乱エントロピ。

図5 多偏波 SAR パラメータプロファイル例(サロマ湖東部)。(a)プロファイル取得ライン、(b)VV/HH 後方散乱比、(c)散乱エントロピ。

と3種類の氷との差は大きい入射角ほど差が大きくなることがわかる。また、OWの散乱エントロピはすべての入射角において3種類の氷よりも小さくなることがわかった。しかし、入射角が 55° を越えるとその差は小さくなることも確認できる。

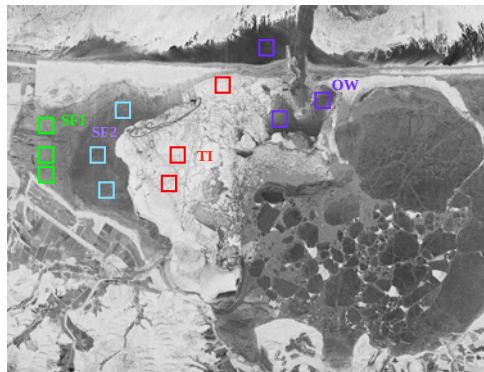


図6 多偏波パラメータ入射角特性の評価地点.

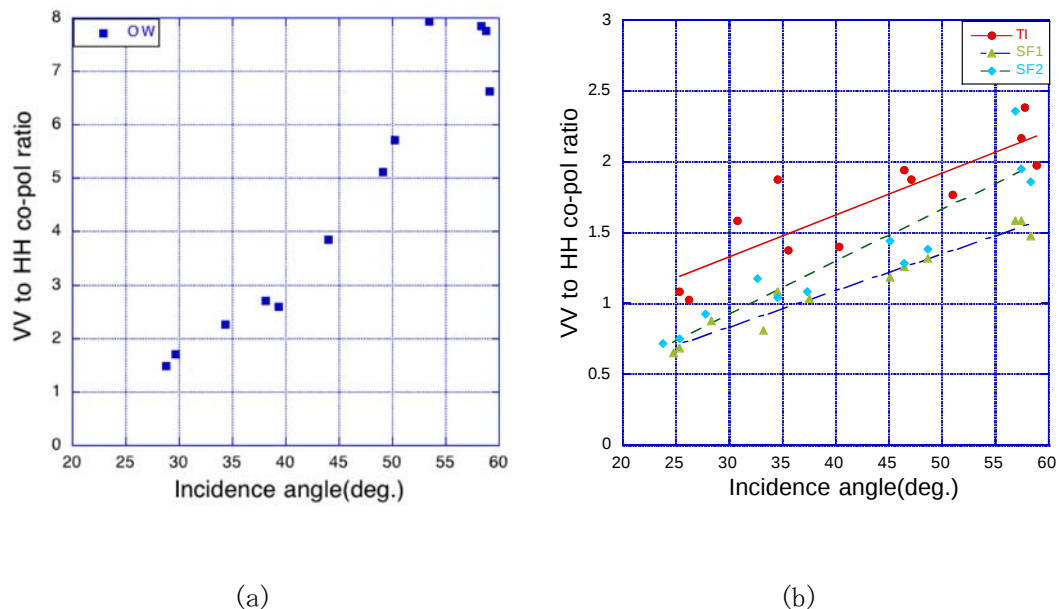


図7 VV/HH 後方散乱比の評価地点における入射角特性. (a)OW, (b)TI, SF1, および SF2.

5. まとめ

サロマ湖上氷を観測対象として、Pi-SAR-L2 が複数の入射角で取得したデータを使用した多偏波データ解析結果を示した。サロマ湖を観測した多偏波データの東西方向のプロファイル、OW および氷の種類による多偏波パラメータの入射角特性解析から以下のことがわかった。

- (1)OW と 3 種類の氷の VV/HH 後方散乱比の差は入射角が大きくなるほど大きくなる。さらに、VV/HH 後方散乱比は、氷の厚さに対する感度も高いことがわかった。
- (2)OW の散乱エントロピは、他の3種類の氷よりもすべての入射角において小さい値を示したが、入射角が 55° を越えるとその差は小さくなることがわかった。

今後の課題としては、氷の状態についてより広い範囲の現地データを取得して解析を行いたい。また、PALSAR-2 で観測を行った多偏波データについても同様な解析を実施することを考えている。

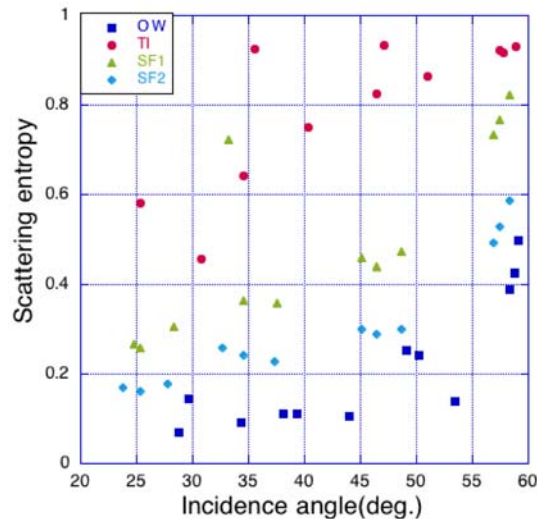


図8 散乱エントロピーの評価地点における入射角特性.

謝辞

本研究の解析に使用した Pi-SAR-L2 データは JAXA の研究公募(RA5:PI2018)によって提供された。東海大学の長幸平教授には、2016 年に Pi-SAR-L2 観測データとほぼ同期した現地観測データを提供していただいた。また、本研究の一部は千葉大学環境リモートセンシング研究センター共同利用研究により実施された。ここに謝意を表する。

参考文献

- Noda, A., S. Nakagawa, T. Motoi, S. Yukimoto, and T. Tokioka, 1996: Global warming induced by CO₂ and the Okhotsk Sea,” J. Remote Sens. Soc. Jpn. 16, 2, 89-99.
- IPCC, 2007: Summary for Policymakers. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Ave-ryt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Nishio, F. and Aota, M., 1993: Variability of sea ice extent in the Sea of Okhotsk, Proc. Int. Symp. ISY Polar Ice Extent. Hokkaido, Japan, pp. 188-193.
- Toyota, T., K. Baba, E. Hashiya, and K. I. Ohshima, 2002: In-situ ice and meteorological observations in the southern Sea of Okhotsk in 2001 winter: Ice structure, snow on ice, surface temperature, and optical environments, Polar Meteorol. Glaciol., Vol. 16, pp. 116-132.
- Wakabayashi, H., K. Hirano, F. Nishio, M. Aota, and S. Takahashi, 1995: A study of sea ice in the Sea of Okhotsk with SAR data, Polar Rec., vol. 31, no. 178, pp. 305-314.
- Shimada, M., 2015: Pi-SAR-L2 data format description (http://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/Pi-SAR-L2/contents_of_factor_md.pdf).
- Pi-SAR-L2 calibration (http://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/Pi-SAR-L2/cal_valt.html).
- Cloude, S.R. and Pottier, E., 1996: A review of target decomposition theorem in radar polarimetry, IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, Vol. 34, pp. 498-518.
- Wakabayashi, H., T. Matsuoka, K. Nakamura, and F. Nishio, 2004: Polarimetric characteristics of sea ice in the Sea of Okhotsk observed by airborne L-band SAR, IEEE Trans. on Geo-science and Remote Sensing, Vol. 42, No.11, 2412-2425.
- Wakabayashi, H., Y. Mori, and K. Nakamura, 2013: Sea ice detection in the Sea of Okhotsk using PALSAR and MODIS data, IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing, Vol. 6, No. 3, pp. 1516-1523.

山形蔵王における雪氷現象の観測(平成 28 年度)

沖田圭右, 山谷睦, 沼澤喜一, 小林英則, 原田俊明(日本地下水開発株式会社)

Observation of icing and snow accretion Jyuhyo (Ice Monsters) at Mt.Zao (2016/2017winter)

Keisuke OKITA, Mutsumi YAMAYA, Kiichi NUMAZAWA, Hidenori KOBAYASHI

and Toshiaki HARADA (Japan Ground water Development Co.,Ltd.)

1. はじめに

1997/1998 冬季から 20 シーズンに亘って山形蔵王の地蔵山付近で着氷雪現象及び積雪の観測を実施している。観測の目的は、山形大学地球環境研究会(1995)で矢野が指摘した地球温暖化に起因するとみられる樹氷形成下限標高の上昇が、その後どのように変化しているのかを明らかにすることである。観測内容は樹氷(Ice monsters)の高度変化、地蔵山頂付近での積雪断面観測、蔵王ロープウェイ地蔵山頂駅の気象データ収集・解析である。

2. 蔵王ロープウェイ地蔵山頂駅付近での気象観測結果と樹氷形成状況

蔵王ロープウェイ地蔵山頂駅における積雪深、気温及び平均風速を図 1 に示した。これら気象観測データの提供は蔵王ロープウェイ(株)のご厚意によるものであり、ここに記して篤く感謝の意を表するものである。

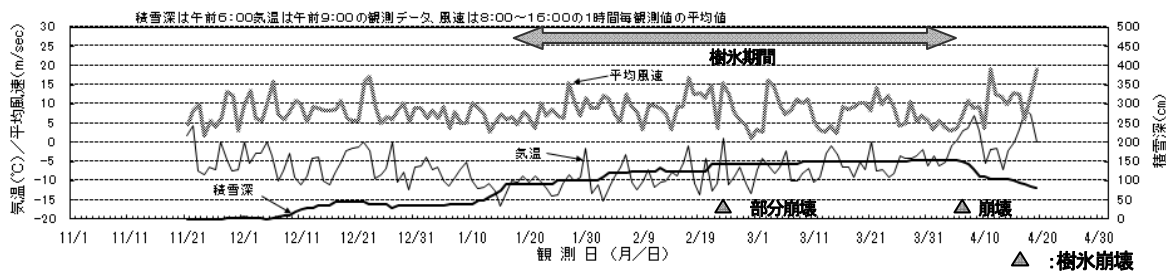


図1 蔵王ロープウェイ地蔵山頂駅における2016/2017冬季の積雪深、気温、及び平均風速の推移

今冬季は12月中旬から本格的な降積雪となったが12月の降雪量は少なく樹氷形成は進まなかった。1月中旬の寒気によって樹氷形成が進み、地蔵山頂駅付近では1月中旬より樹氷鑑賞が可能となった。2月23日の気温上昇と雨により低標高部の樹氷は崩壊したが、地蔵山頂駅付近では樹氷は崩壊せず、4月上旬まで連続して鑑賞することができた。今冬季は2月中旬が樹氷の最盛期となった。この頃は標高1570mより上部で樹氷形成と分布が確認されたものの、樹氷の枝の飛び出しも多く確認された。これは樹氷の基となるアオモリトドマツの針葉が蛾の幼虫の食害により失われてしまった木が多いためと考えられる。4月6日には地蔵山頂でもプラス気温まで上昇して樹氷は崩壊した。今冬季の樹氷鑑賞期間は1月中旬から4月上旬迄の合計約11週間であった。今冬季の樹氷は、降雪が少なく積雪深が少なかったため背丈が高いのが特徴であった(図2)。



図2 今冬季の樹氷の形成状況(左より山頂駅付近・95番付近(2017年1月27日)・87番付近(2017年2月16日),)

3. 積雪断面観測結果

積雪断面観測は4月20日に1回行い、積雪の成層構造(雪質、粒度、雪温、密度、硬度の鉛直分布)を観測した。観測結果を図3に示す。観測地点は過年度実施箇所と同様に地蔵山頂駅舎の南西150m付近である。積雪断面観測地点の積雪深は310cmで、観測時はしまり雪とざらめ雪が分布していた。氷板は積雪深278cm以下には確認されなかった、この氷板下位の積雪は2月23日の気温上昇までの降雪による層と推定された。その上位には氷板や粒径大のざらめが分布しており、2月下旬以降は降雪が少なかったことと、気温上昇や日照の影響が推定された。

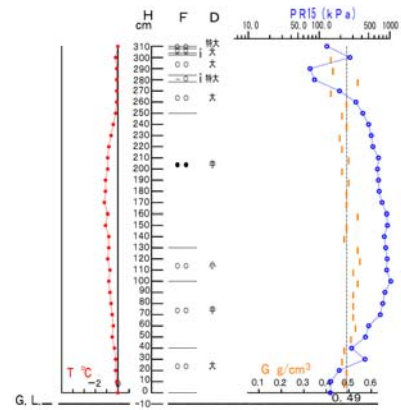


図3 積雪断面観測結果(2017年4月20日)

4. 樹氷の高度変化

樹氷の高度変化観測より、今冬季の樹氷形成下限標高は1570m付近(番号標87番付近)と判断した。図4に樹氷形成下限標高と、冬季平均気温(12, 1, 2月午前9時データ:山頂駅観測)と冬季平均風速(12, 1, 2月8~16時平均データ:山頂駅観測)をまとめた。冬季平均気温は-8.1°Cと、これまで20冬季の平均値-8.5°Cに近い値を示した。冬季平均風速は8.4m/sであり20冬季の平均値(9.6m/s)よりも小さかった。昨冬季と比較すると平均気温は低く、平均風速は大きくなっていった。

今冬季は標高1420m~1390m(番号標55~50番)付近の黒姫ゲレンデ連絡通路周辺においても小ぶりの樹氷が確認された。この区域は周辺ゲレンデや山の形状の影響により風が吹き抜けるため、標高は低いものの一時的に樹氷が形成されたようであった。

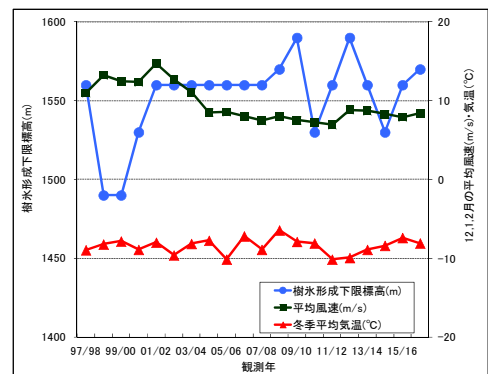


図4 樹氷形成下限標高と冬季平均気温・風速

5. アオモリトドマツの被害について

2013年の秋頃から大発生が確認されている、蛾の幼虫(トウヒツヅリヒメハマキ)によるアオモリトドマツの針葉の食害被害は、2015年の冬季前には概ね収束したようであった。ただし2016年6月にトドマツノキクイムシの穿入が新たに確認された(図5)。トドマツノキクイムシは弱ったトドマツに入り込むため、被害にあったアオモリトドマツの自然再生は難しいと推定される。



図5 トドマツノキクイムシの穿入孔

6. まとめ

気象庁(2017)によると、平地の山形市における今冬季12月から2月の降水量は平年値の120%である274mmであり、最深積雪は53cmで平年値(50cm)並みであった。また、山形市の12月から2月の平均気温は平年値を0.8°C上回る1.5°Cで、昨冬季の平均気温2.0°Cよりは低いものの平年値よりは高かった。地蔵山頂駅の観測による今冬季の最深積雪深は155cmで、これまで20冬季の観測結果の平均値である257cmより102cm少なかった。平地(山形市)では、降水量が多く気温は高めで推移したが、山地(地蔵山頂駅)では積雪が少なく気温はこれまでの平均値に近い状況であった。今冬季の樹氷形成下限標高は1570mと20冬季の平均値1553mより多少高めであったが、地蔵山頂駅付近では連続して約11週間樹氷鑑賞ができた。

【参考文献】

気象庁(2017): 冬(12~2月)の天候. <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/stat/tenko171202.pdf>.
山形大学地球環境研究会(1995): 検証・ヒトが招いた地球の危機, 東京, 講談社, 37-56.

富山県内で採取した降雪中トリチウム濃度

赤田尚史 (自然科学研究機構)

城間吉貴 (弘前大学)

上田 晃・岡北渚沙 (富山大学)

柳澤文孝 (山形大学)

Tritium concentration in snowfall collected at Toyama Prefecture

Naofumi AKATA (National Institute of Natural Sciences)

Yoshitaka SHIROMA (Hirosaki University)

Akira UEDA, Nagisa OKAKITA (Toyama University)

Fumitaka YANAGISAWA (Yamagata University)

1. はじめに

水素には3つの同位体が存在する。一般環境中ではその99.99%以上が安定水素同位体 (^1H , ^2H) であり、最も重いトリチウム (^3H) はごくわずかに存在する。このトリチウムは大気高層で宇宙線と大気中の窒素や酸素との核反応により常に一定量生成されており、その量は約200 gと見積もられている。地球上に存在するトリチウムの99%は大気中の水蒸気、雨水、海水中に水として存在し、水循環過程に伴い自然界を移動している。地表面付近におけるトリチウム存在量は、高緯度地域ほど、また内陸地域ほど多いことが知られており、その濃度を追跡することで水蒸気を含む気塊のトレーサーとしても利用されている。富山県内では1980年代に降水・降雪や河川水・地下水を対象にいくつかのトリチウム濃度データが報告されているが(佐竹, 1986)、近年のデータは数少ない。

一方、富山県は日本で2番目に地熱資源量が豊富な地域と言われている。富山県東部の立山連邦周辺では地下推定温度が150℃以上の高温地帯であり、地熱発電の有望地帯として注目されている。富山県で地熱発電を行うことができれば県全体の消費電力量(1500 MW)を全て賄うことのできる試算である。しかし、富山県およびその近郊には地熱発電所がなく、ほとんどの地熱有望地域が国立公園内にあるため、地熱資源は未利用のままである。また、富山県内の扇状地域は地下水に富んでおり、その水温は年間を通して一定である。地中熱ヒートポンプシステムを導入すると、農業用温室や融雪・冷暖房としてこの温度差を利用することが可能となるが、そのためには地下水の流動状況の解明が必要となる。そこで、富山県内全域の降水の水素・酸素同位体組成の特徴を明らかにし、地下水への降水寄与を算出し、地下水の涵養源を明らかにする研究が進められてきた(岡北ほか, 2014)。

本報では、富山県内で採取された降雪中トリチウム濃度測定を行うと共に、その地域分布について報告する。

2. 試料採取

降雪試料は2013-2014年冬季に富山県内7地点において、一定期間内容器に捕集されたものを採取した(岡北ほか, 2014)。採取地点を図1に示す。採取

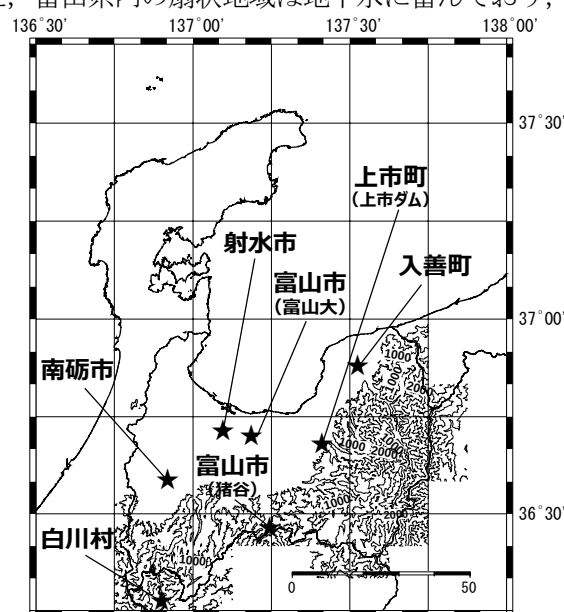


図1 試料採取地点

した試料はろ過し、その 600 mL 程度を常圧蒸留した。蒸留済試料水は固体高分子膜電解濃縮装置（トリピュア XZ-001, デノアペルメレック）を用いて 70 mL 程度まで電解濃縮した後に再度常圧蒸留を行い、濃縮水中の不純物を除去した。再蒸留済試料水の 65 mL と同量の液体シンチレーター（UltimaGold LLT, パーキンエルマー）を 140 mL の低拡散ポリエチレンバイアル内に入れて混合し、低バックグラウンド液体シンチレーション計数装置（LSC-LB5, 日立）を用いてトリチウムの測定を行った（Akata *et al.*, 2016）。ここでは、トリチウム濃度について水素原子 10^{18} 個中に対するトリチウム原子の個数を表す「TU」（ $(T/H) \times 10^{18} = 1 \text{ TU}$ ）で示す。

3. 結果

図 2 に 2013 年 12 月から 2014 年 4 月における各試料採取地点に最も近いアメダスの降水量データを示す。各採取地点における降水量の変動傾向はおおよそ一致しており、期間内降水量は山間部に位置する上市町と沿岸部に位置する入善町で多く、1200 mm を超えた。一方、同じく山間部に位置し、積雪量が多いことで知られている白川村では富山市内と同程度であった。

図 3 に各地点における降雪中トリチウム濃度を示す。降雪中トリチウム濃度は 2.25-17.65 TU の範囲であり、富山市（富山大学）で採取された試料（2014.2.10-2.17）が最も高い値となった。日本の天然水中トリチウム濃度のバックグラウンド値は 5-10 TU 程度とされており（百島, 2009）、ほとんどの試料はバックグラウンドと同程度であった。また、各採取地点間において大きな濃度差は認められなかった。

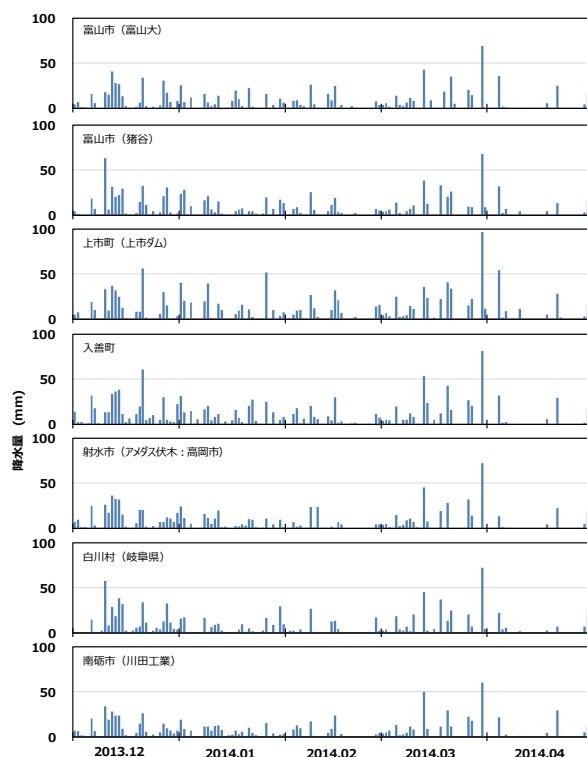


図 2 試料採取地点における降水量の時系列変動

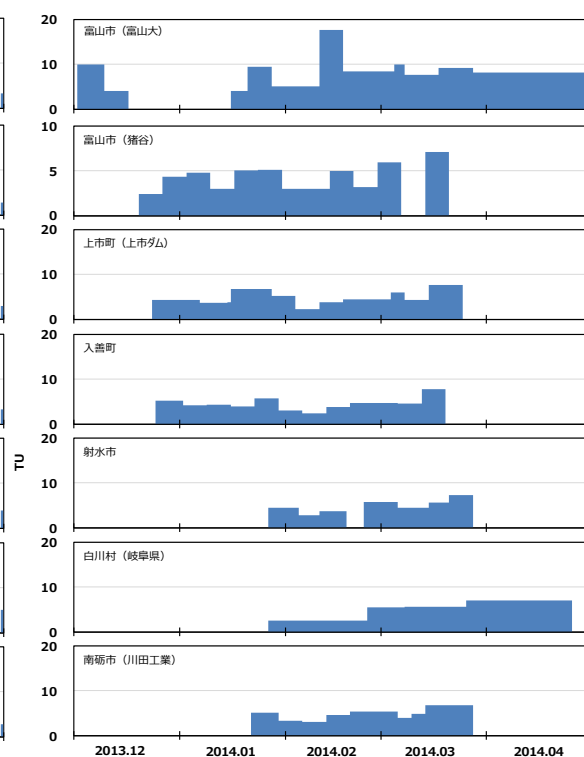


図 3 試料採取地点における降雪中トリチウム濃度の時系列変動

日本における 1960 年代以降の降水中トリチウム濃度については、データベースとして報告されている（百島, 2009）。図 4 に東京および千葉で観測された降水中トリチウム濃度の変動、過去に報告さ

れている富山県内のトリチウム濃度および本調査における結果を示す。人間活動によるトリチウムの環境放出が始まる 1963 年以前の天然トリチウムの環境分布は、宇宙線と大気との核反応による大気上層での生成と対流圏への移流、地表面における移行と放射壊変に支配された定常的な状態にあったと考えられる。1952 年以降は、大気中核実験によって成層圏や対流圏に放出された人工的なトリチウムの影響によって降水中トリチウム濃度が増加し、1963-1964 年のピーク時には天然レベルの 100 倍を超える値が観測された。1963 年の核実験禁止条約以降は年々減少しており、やがては以前の天然トリチウムの分布に戻ると考えられる。これまでに報告されている富山県内で観測された降水・降雪中トリチウム濃度および本調査における降雪中トリチウム濃度は、東京と千葉で観測された連続データと類似しており、放射壊変と環境による希釈を加えた「環境半減期」に従い減少しているものと考えられる。今後、降水・降雪の影響を受ける陸水中トリチウム濃度を計測し、これまでの観測結果に加えることで、富山県内における地下水の涵養源を明らかにしていきたい。

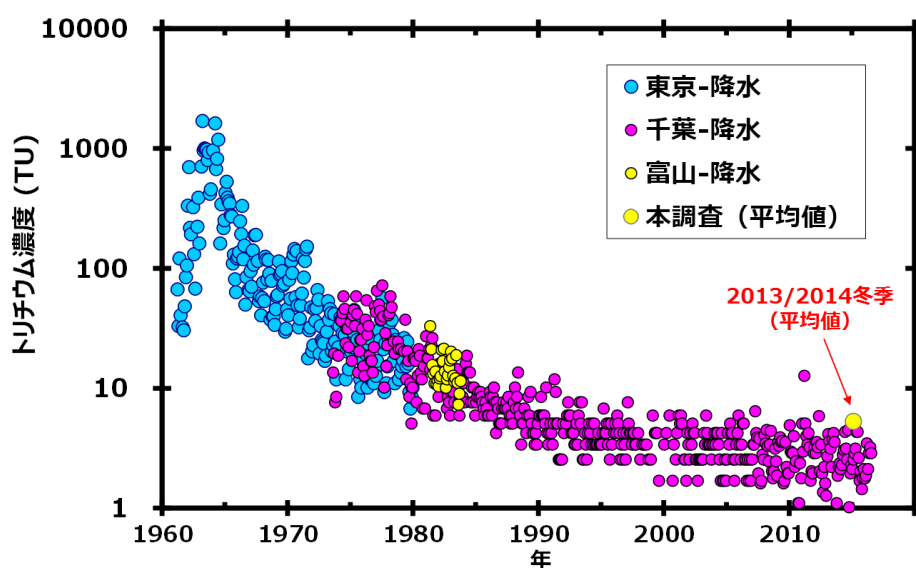


図 4 東京と千葉における降水中トリチウム濃度分布と富山県内における調査結果
(富山降水：佐竹, 1986)

謝辞

本研究の一部は、JSPS 科研費 26340032 の助成を受けて実施された。

【引用文献】

- Akata, N., Tanaka, M., Kato, H., Yamanishi, H., Kakiuchi, H., Hayashi, H., Miyake, H., Nishimura, K., 2016: Long-term monitoring of tritium concentration in environmental water samples collected at Tono area, Japan, *Plasma and Fusion Research*, 11, 1305032.
- 百島則幸, 2009: 環境トリチウムの現状と分布-2.2 雨のトリチウム-, *プラズマ・核融合学会誌*, 85(7), 426-428.
- 岡北渚沙, 上田晃, 2014: 富山県の降水の水素・酸素同位体組成の特徴と地中熱利用を目的とした地下水の流動状況の解明, 2014 年度日本地球化学会第 61 回年会講演要旨集, 292.
- 佐竹洋, 1986: 富山における降水, 降雪の安定同位体およびトリチウムの動態, *地球化学*, 20, 90-92.

木製斜面上の新積雪形状に関する屋外実験（Ⅱ）

後藤 博（秋田雪の会）

Experimental studies on the form of new snow on the woodenslope（Ⅱ）

Hiroshi GOTO (Akita Society of Snow)

1. はじめに

木製斜面上の新雪の斑模様と変形率に関する屋外実験観察について、前回は次のような報告をした（後藤，2016）．板面上の雪の塊（斑点）間の距離は，合板（塗装なし）の実験では傾角が大きくなるほど大きい値になる．そのことを「板面上に最初に雪片が到達すると，その場に留まらず斜面方向に運動し，摩擦力や抵抗力を受けて斜面上に静止する．その雪片が核となりその後落下してくる雪片は留められ塊（斑点）になる」と考えるモデル2がある程度実態を表している．板面上の新積雪を側面から見た変形の様子は，同時測定では傾角が大きいほど変形が大きく，積雪深，経過時間および気温によっても値が異なりバラツキが大きい．今回は斑点間距離を左右する条件を探る意図で平滑度の異なる材質（杉板：加工なし）の斜面板も使用して，摩擦力や抵抗力が異なる場合の斑点間距離の測定を行い，変形率に関しては時間を追ってその推移を観察した．さらに，降雪強度と斑点間距離および変形率の関係を観るために，測定項目に降雪強度も加えた．

2. 実験観察の概要

昨年と同様に二重防風ネットで囲んだ敷地に，斑点間距離測定用として大きさ（30cm×60cm×0.8cm）の合板（塗装なし）と杉板（加工なし）を用意して，傾角 45°・60°・65°・70° の木製固定装置で固定した（図1）．降雪後，板面を面と平行な位置で正面から写真撮影し解析した．写真撮影をする前後で10分毎に受け皿（厚さ2mmの樹脂製；21.8cm×28.8cm×3.8cm）に降り積もった降雪質量の測定を行い，降雪強度を求めた．また，降雪の密度を求めるために受け皿内の降雪深も測定した．変形率測定用としては，杉板を傾角 30°・45°・60° に，合板を 0°・45°・60° に固定し，斜面上の新積雪がどのような変形をたどり，変形率がどのように推移するのかを探るために，10分～1時間の間隔で，斜面上の積雪面から板面までの垂直距離（「板面からの高さ」と記す）を板面中央部でL字定規を板面に垂直に差し込んで時間を追って測定した．なお気温と降雪強度も同時に測定した．



図1 合板(左)と杉板の斑点模様(60°)

観測時の気温は斑点間距離測定時には-2.0～0.0℃，変形率測定時には-3.0～+1.0℃，受け皿の降雪深と降雪質量から求めた10分間平均密度は0.025～0.078g/cm³であった．

3. 解析と結果および考察

（Ⅰ）板面上の雪の塊（斑点）間の距離

前回同様に正面からの写真を用いて，板の縁の影響を避けるために周辺部は避けて写真画面の中央部に均等に少なくとも3本の縦線を引く（板面を縦に4等分する）．それらの線に沿って斑点の中央部にマークをつけ，マーク間距離の平均を求めた．写真の縮尺を考慮して実際の長さに換算してその傾角での斑点間距離（s）とした．この作業を判別できる板面で行い1回の観測とした．8回の観測結

果が得られたのでそれぞれの測定値を合板と杉板に分けてグラフ上にプロットした(図2). 近似線は、煩雑になるので合板の場合の2本だけ細い点線で示し、平均値の近似線を太い実線で示した。モデルは前回示したもので、モデル1は「雪片が板面に到達して、その場に留まって近隣の雪片と結合して塊(斑点)になった」と考えるものであり、モデル2は前述したものである。比較のために、前回の合板で実験したものも載せた。

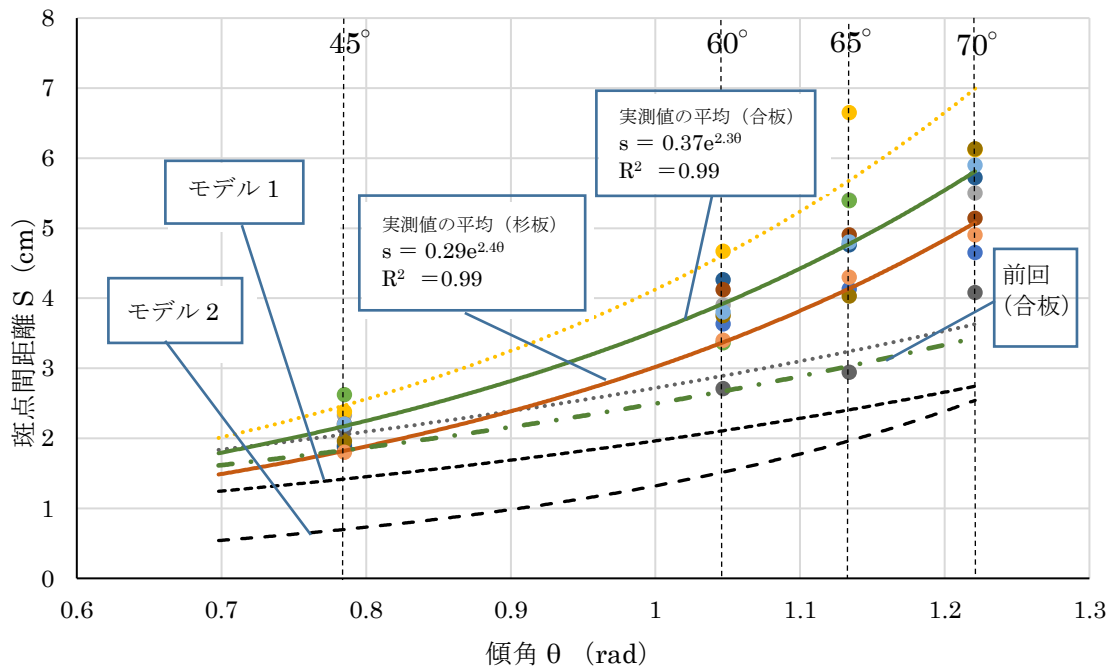


図2 斑点間距離と傾角

合板と杉板を比較すると、杉板の方が合板の場合の0.82~0.90倍になっており、杉板面の方が合板面に比べて雪片と板面との間の摩擦力や抵抗力が大きいことによると考えられる。また、合板と杉板の近似線と2つのモデルと比較するとモデル2の方が前回同様により実態に近い状況を表していることが分かる。前回の合板による実験結果と今回の合板による実験結果に大きな開きがあるのは、前回はプラスの温度範囲も含めており、湿雪の場合は距離が短くなりその影響によると考えられる。

降雪強度と斑点間距離の関係を探るために、1回毎の合板・杉板のそれぞれの4斑点間距離($45^\circ \cdot 60^\circ \cdot 65^\circ \cdot 70^\circ$)の総和とその時の降雪強度との相関(図3)を見ると、合板の場合は相関係数 $R = -0.799$ 、杉板の場合は $R = -0.831$ であり、8個の少ないデータであるが有意(有意水準5%)であった。これは、降雪強度が大きいほど斑点間距離が短くなる傾向を示しており、前述のモデル2のみでは説明がつかない。

また、受け皿内の降雪密度(濡れ密度)と4斑点間距離の総和との相関を見ると、合板の場合は $R = -0.704$ 、杉板の場合は $R = -0.600$ であり、データ数(8)が少なかったこともあり有意(有意水準5%)には至らなかった。

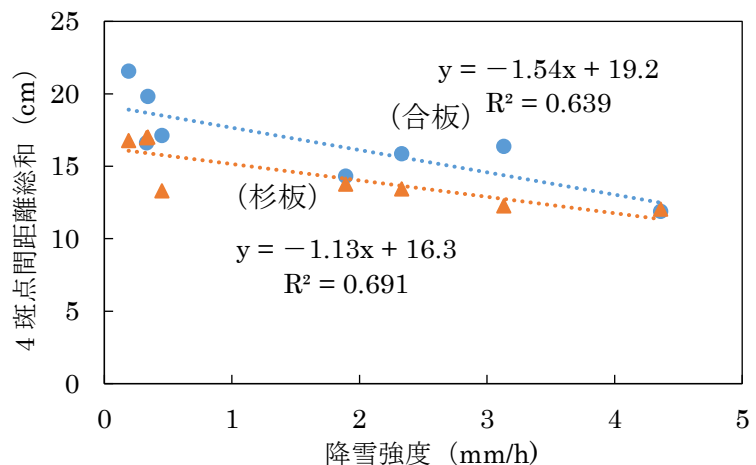


図3 降雪強度と4斑点間距離総和

たがある程度の相関は認められる。これは、密度が大きいほど斑点間距離が短くなる傾向にあることを示唆している。なお、気温と4斑点間距離の総和との相関は認められなかった。

(II) 側面からみた板面積雪の変形

前回と同様に降雪深(h_0)と板面から高さ(H_θ)を測定し、次式で表されるように、「板面からの高さ」(H_θ)に対する斜面上で変形しない場合に想定される雪面と実際の雪面との差($H_\theta - h_\theta$)の割合を変形率として求めた(図4)。

$$r_\theta = \frac{H_\theta - h_\theta}{H_\theta} \times 100 = \frac{H_\theta - h_0 \cos \theta}{H_\theta} \times 100 (\%)$$

次に特徴的な事象を含む3例について述べる。

例1 図5の①に見るように斜面板を設置してから5時間(290分前後)ほど経過して、比較的強い降雪があった。その後100分ほど経過(400分)して気温がプラスに転じた。(2017.2/18.4:10~)

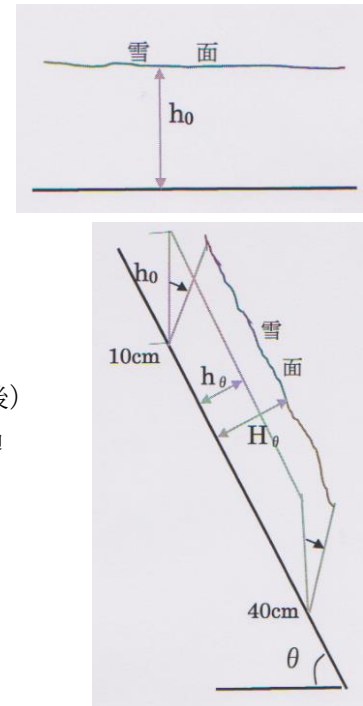
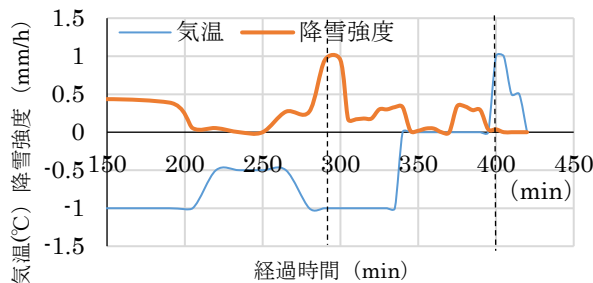
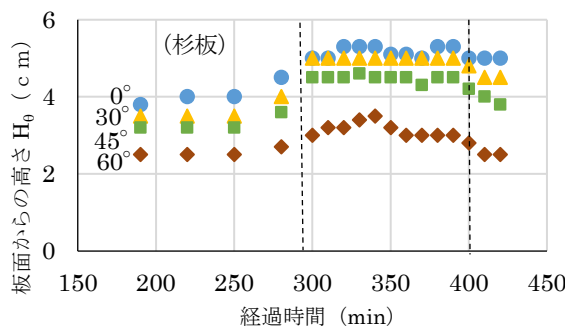


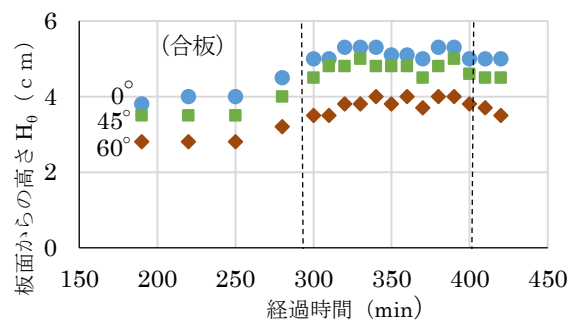
図4 斜面上の新積雪の変形



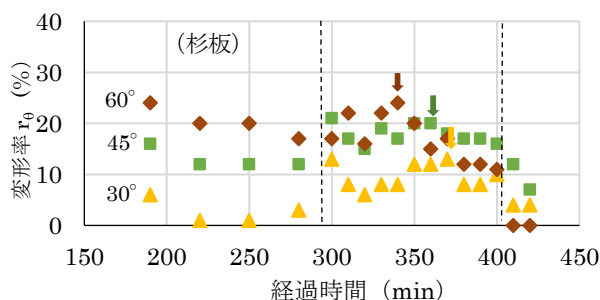
①気温・降雪強度の推移



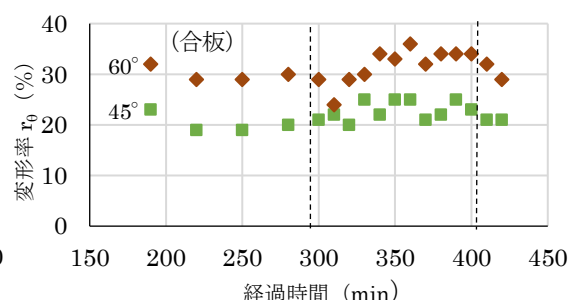
②板面からの高さの推移(杉板)



③板面からの高さの推移(合板)



④変形率の推移(杉板)



⑤変形率の推移(合板)

図5 変形率の変動(1)

・杉板と合板の「板面からの高さ」を比較すると(図5の②・③)それぞれの傾角(45°, 60°)で合板の方がやや高い。

- ・降雪が強くなると（図5の①で250～300分），図5の②・③に示されるように「板面からの高さ」は次第に大きい値になるが，変形率は図5の④・⑤に示されるように必ずしも大きくならない。
- ・合板と杉板における変形率を比較すると（図5の④・⑤）それぞれの傾角（ 45° ， 60° ）において合板の方が5～10%ほど大きい。これは杉板に比べて合板の方の斑点間距離が長いために，合板の方が板面近くの積雪の密度が小さく，積雪構造は杉板の場合より不安定となり大きく変形しやすいと考えられる。
- ・図5の①で290分経過時における降雪強度のピークを中心とする降雪（270～340分）の影響と見られる変形率の変動を図5の④で見ると，そのピーク（↓）は傾角が小さいほど（ $60^{\circ} \rightarrow 45^{\circ} \rightarrow 30^{\circ}$ ）遅れる傾向にある。これは傾度が小さいほど斑点間距離が短く密度が大きく，隣接する雪粒間の結合が強くなり，変形しにくいと考えられる。図5の⑤においては明確でない。
- ・気温がプラスに転じる（400分）と，変形率は急激に下がる（図5の④・⑤）。

例2 図6の①に見るように，斜面（杉板）設置後
3.5時間ほど降雪強度が強い状態が続いた。
(2017. 2/2. 16:30～)

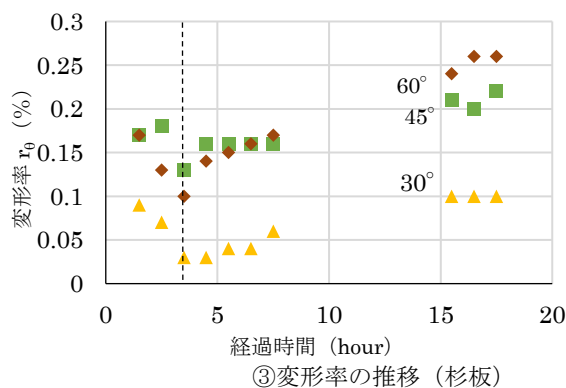
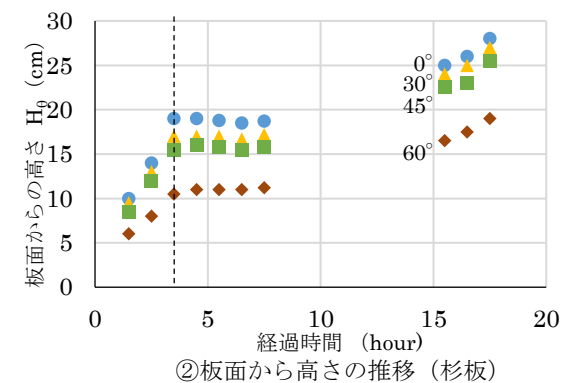
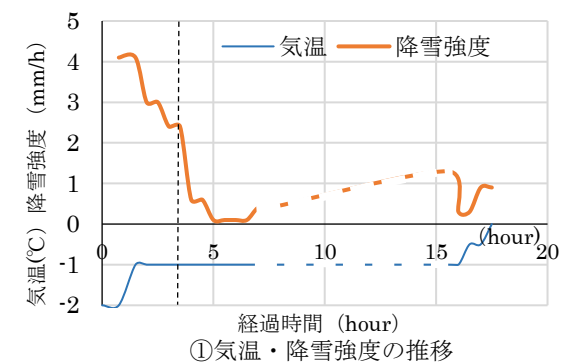


図6 変形率の変動 (2)

例3 図7の①に見るように降雪途中から降雪
を遮断して変形の推移を観察した。
(2017. 2/2. 10:50～)

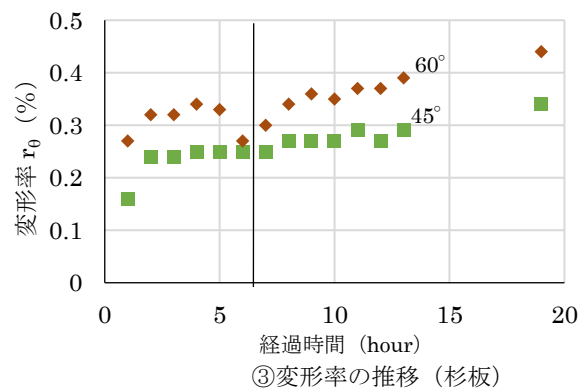
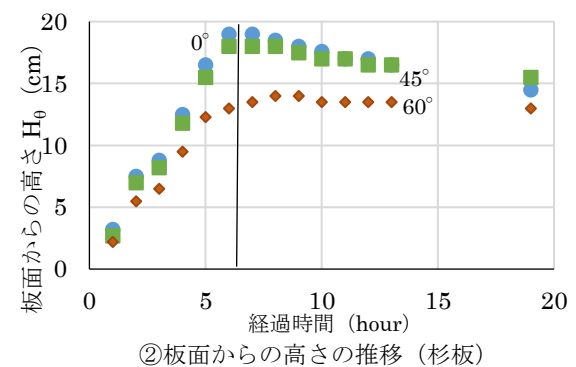
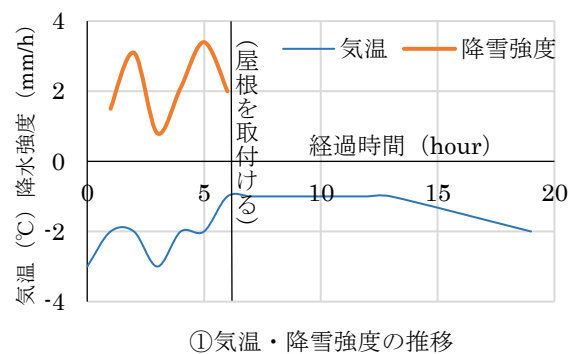


図7 変形率の変動 (3)

- ・例2 (図6) から, 強い降雪中においては, 「板面からの高さ」は急激に大きくなる (図6の②で0~3.5時間) が, 変形率は減少する傾向にある (図6の③で0~3.5時間). これは強い降雪による鉛直方向の圧密の効果が顕著に表れたものと考えられる.
- ・例3 (図7) から, 降雪を遮断しても自重による圧密により「板面からの高さ」は漸減傾向 (図7の②) にあるが, 変形率は漸増傾向 (図7の③) にある. これはクリープによる変形が大きい要因と考えられる.

4. まとめ

今回の屋外観察で次のようなことが明らかになった.

- ・斑点間距離は平滑度の粗い杉板 (加工なし) の方が合板 (塗装なし) より10~20%程度短い値を示した.
- ・斑点間距離と降雪強度の間には, 有意な負の相関があり, 降雪強度が大きいほど斑点間距離は短くなる傾向にある.
- ・氷点下において変形率は合板の方が杉板に比べて5~10%程度大きい値を示した.
- ・降雪強度の極大値 (ピーク) が変形率に反映される場合は, 傾角が小さいほど遅くなる傾向にある.
- ・気温がプラスに転じると, 変形率は急激に下がる.
- ・降雪強度がある程度強くなると, 変形率は小さくなる.

課題としては, 実験結果により適合したモデルの構築, 変形率のより詳細な長時間にわたる変動の把握, 傾角が大きい場合の雪面を移動する雪粒子についての観察等があげられる.

文献

後藤博, 2016: 木製斜面上の新積雪形状に関する屋外実験. 東北の雪と生活, 31, 57-60.

寒冷地における凍害対策技術に関する考察

名久井保(株式会社田中組), 熊谷浩二・金子賢治・橋詰豊(八戸工業大学)

Anti-frost-heaving Measure in the Cold Region
Tamotsu NAKUI (Tanaka Co. Ltd.)
Koji KUMAGAI, Kenji KANEKO
and Yutaka HASHIZUME (Hachinohe Institute of Technology)

1. まえがき

土の凍害は、冬季に地盤が凍結した時や春の凍結融解によって、道路・構造物等に変位・変形が発生することである。この凍害への対応として代表的なものに、国土交通省事業「道路の凍上災(とうじょうさい)」の制度があり、関係者には定着している。しかし、気候変動により寒冷地域が拡大するなかで、「土の凍害」の厳密な理解が難しく、道路舗装面を除くと、その対応が進んでいない。

たとえば、河上ら(2012)は、土中に生じる凍結による主な被害として、次の二つを示している。

- 1)凍上(frost heave) 土の間隙水が凍結する場合、土質などの条件によって土中に厚い氷層が形成されるために地表面が高く隆起する現象。
- 2)融解による地盤の軟弱化(frost boil)あるいは沈下 春先の融解期に、土中に過剰の間隙水分ができるため地盤が支持力を失い、著しく軟弱化したり沈下したりする現象。



図1 歩車道ブロックのスケーリング現象



図2 プレキャストL型擁壁の変状



図3 法面保護工の変状

土は、体の土粒子と水および空気や蒸気などの気体からなりたっている。また、土粒子は粒径の大きさによって細粒分(粒径0.075mm以下)、粗粒分(0.075-75mm)および石分(75mm超)と分けられる。このことが、凍害が生じる土質などの条件を説明することが難しい一因になっている。河上ら(2012)も、土中の熱移動は固体・液体・気体の3相で起こり、水の相変化もある複雑な現象であり、まだ、あまり知見が得られていないので今後の研究が期待されていると述べている。

舗装道路面の以外の凍害として、名久井ら(2004)は車道ブロックのスケーリング現象(図1)、プレキャストL型擁壁の変状(図2)、法面保護工の変状(図3)、また切土斜面の凍上被害例(図4)を報告し、これらへの対応の必要性を述べている。とくに、法面構造物の変状では、崩壊現象を引き起こすことから安全上の問題となる。また、安定性は確保できていても表面の変形、すなわち外観の悪さなども引き起こしている。また、切土法面の凍害は、ここ10数年において研究が多面で進められつつあり、凍害抑制技術が多く開発実用化されている。

しかし、上記のように凍害現象が多岐に渡ることや、凍害の発生する原因が気象条件と地盤条件が複雑に絡むため、特定の範囲を限定して予防処置の必要性を裏付けることが難しい。このため、建設系の実務(調査・設計・施工)においてこれらの知見や技術があまり利用されず、凍害に対する予防的な措置があまり取られない原因になっていると考えている。

本文では、土の凍害に関した対応の現状を紹介するとともに、今後の凍害対策について考察する。

2. 道路舗装面の凍害

道路舗装の凍害では、図5のような舗装面の亀裂が一般的である。これは、除雪後の道路において路床に寒気が侵入し凍上したことが路面に表れた状況であり膨張により表面が持ち上げられクラックが発生している(図6)。これが融解することで路床部の支持力を低下させ、亀甲ひび割れが現れ舗装



図4 切土斜面の変状



図5 舗装道路の亀裂①

図6 舗装道路の亀裂②

の剥がれが発生する。なお、道路舗装のライフサイクルコストを考慮したうえでは、最初から強固な舗装断面にするより、補修しながら使用するほうが有利との考え方もあるが、常に健全な状態の路面を保つべきと考えている。

また、道路の凍害として多く見られるものにマンホール回りの変状が有る。名久井ら(2014)の報告で、道路が凍上により持ち上げられるが、付帯するマンホールや集水桝などは凍結深より深い位置に本体の大部分が有ることから持ち上がることはなくその場に留まっていると述べている。このため、接地面の地盤・路盤内に密度の低下が起こり、融解期に脆弱となりその上を車両が走行することが数年続くことで図 11 の様にクラックが発生し、舗装道路の凍害と同じ事象が起こり、図 12 の様に補修することとなる。

3. 凍上災

現状で道路管理者に定着していると思われる「凍上災」について、国土交通省 Web サイトより引用(一部加筆)して、以下に説明する。

1)凍上災とは、凍上現象により道路舗装面にひび割れなどが発生する災害である。

2)凍上現象による災害には、次の2種類がある。

①冬期の低温によって道路の地盤中に大きな霜柱が発生し地面が隆起することにより、道路舗装面にひび割れなどが発生する被害(図 6, 図 7)。

②春の融解期に起こる道路地盤の支持力低下により、道路舗装面に局所的な沈下と亀甲状のひび割れが発生する災害(図 8)。

また、凍上災の採択条件は、以下のようになっている。



図 7 凍上による歩道舗装面の亀裂



図 8 舗装道路の亀裂③



図 9 舗装の剥がれ部補修



図 10 舗装補修後の亀裂



図 11 マンホール回りの亀裂



図 12 マンホール回りの補修

- a)被害のあった地域における最近 10 年間の凍結指数(日平均気温が 0°C 以下の期間における日平均気温の累積で表した数値)を算定し、今冬の凍結指数がその最大値を越えるものであること、
- b)対象となる道路は、幅員が 2m 以上かつアスファルト厚 3cm 以上のアスファルト舗装道路とする。

なお、凍上現象は、北海道や東北地方はもとより四国や九州地方の温暖な地域においても、冬期間低温気象にさらされる山岳地帯などで発生している。

4. 切土斜面の凍上・凍害の研究事例

切土斜面の凍上現象について、橋詰豊ら(2016)は「工事施工後、凍上が生じると地盤の体積変化に応じて地盤の密度が低下し、強度劣化が進展する。これにより、斜面表層の力学的安定性は低下し、降雨・地震などにより崩壊する。」として凍上対策技術の開発を進めている。野上敦ら(2016)は「寒冷地においては凍結および融解作用を繰り返すことにより表層部がゆるみ切土のり面が不安定となる」として凍上対策を検証している。凍上防止には、寒気の地中への侵入を遮断する、寒気進入部分の水分を排除する等の対策が考えられるが、これらの自然現象を構造物の機能を損なわず対策することは容易ではないが成果が期待される。なお、地盤工学会北海道支部(2010)のガイドラインなど、切土斜面の凍害対策において多方面からの提案類がなされている。しかし、実務における基準類にあまり反映されていない。

法面構造物も舗装道路や歩車道ブロックのように構造物の機能に大きな問題が無ければ、部分的に補修し使用するほうがライフサイクルコスト的には有利であるとの考えもある。しかし、気候変動による予想外の局所的な豪雨が発生する場合を考慮して、寒冷地で凍害の発生しない切土斜面をコスト面でも有利に建設する技術を研究・開発する意義は大きいと考えている。

5. あとがき

現地調査を行うと、舗装道路の凍害だけではなく雪の積雪によるガードレールや防護柵の雪害も山間部などで見られる(図 13, 図 14)。これらの原因は、法面に積もった雪の圧力によるものと思われるが同一気象条件の同じような地形で全てに生じるわけではなく、予測が難しい。同じように舗装道路の凍害、切土斜面の凍害ひいては崩壊の発生も、同一気象条件の全域で生じるわけではなく、比較的局部に発生し実務的には的確に予測することはかなり難しい。

伊良沢道也ら(2014)が提案するように、融雪による斜面危険度指数や融雪災害に関して、雪氷研究者、気象研究者、斜面災害研究者などさまざまな分野が連携して研究・開発を実施し、凍害への予防的な処置や凍害抑制技術について分かりやすい積極的な提言が期待される。また、長尾ら(2017)は、高速道路において供用から 30 年以上経った高さ 60m の高盛土を点検した結果、高盛土の設計基準が

具体化される前の設計・施工であるにも関わらず、高盛土の安定化に必要とされる基本構造の多くが既に取り込まれており、ものづくりへの強い思いを知ることができたと述べている。盛土との違いがあるものの設計・施工において、現場周辺の凍害類の状況を考慮して耐久性を確保するために設計基準(マニュアル)を「少し」上回る対応を許容する体制や意識づくりも重要と考えている。

最後に、日本雪工学会凍害対策研究委員会(福田誠委員長、吉村優治副委員長)での意見交換に、謝意を表します。

【引用文献】

井良沢道也，若井明彦，外狩麻子，上石勲，後藤聡，町田敬，2014：融雪の影響による地すべり性斜面変動の事例，2014年2月14-16日の関東甲信地方を中心とした広域雪氷災害に関する調査研究成果報告書，161-170.

河上房義，柳沢栄司，森芳信，2012：土質力学第8版，森北出版，206-215.

地盤工学会，2006：地盤工学用語辞典，76-79.

地盤工学会北海道支部，2010：斜面の凍上被害と対策のガイドライン，斜面の凍上被害と対策に関する研究会.

長尾和之，藤原優，2017：細越の高盛土—東北自動車道小坂IC～小坂JCT—，地盤工学会誌，Vol.65No.6，28-29.

名久井保，塩井幸武，諸戸靖史，熊谷浩二，2004：ローム盛土における擁壁の凍害防止の実証的研究，八戸工業大学異分野融合科学研究所紀要第2巻第1号，1-17.

名久井保，熊谷浩二，金子賢治，2014：青森県三八地域における凍害の現状，日本雪工学会誌，Vol.30No.4，27-34.

野上敦，林憲裕，佐藤敦子，2016：断熱材を併用した特殊ふとんかごによる寒冷地域における切土のり面の凍上対策について，第51回地盤工学研究発表会，地盤工学会，871-872.

橋詰豊，金子賢治，濱中寿夫，坂野一平，石井大悟，2016：ジオセルを用いた切土斜面の凍上抑制工法の原位置試験，第51回地盤工学研究発表会，地盤工学会，875-876.



図13 ガードレールの損傷



図14 防護柵の損傷

地下水熱を利用した冷暖房施設

服部恭典, 稲毛重之, 沼澤喜一(日本地下水開発株式会社)

Opelation of Cooling and Heating System using Groundwater Source Heat Pump

Yasunori HATTORI, Shigeyuki INAGE, Kiichi NUMAZAWA

(Japan Ground water Development Co.,Ltd.)

1. はじめに

雪国の暮らしにおいて、快適な居住空間を維持するために暖房は欠かせないものである。熱源として地下水熱を利用する冷暖房システムは、省エネルギーを実現し、二酸化炭素量の削減につながることから、近年普及拡大に向けた技術開発が行われている(黒沼ら, 2015)。著者らは山形市内で実稼働している地下水熱を利用した冷暖房施設のデータを収集し、解析を行うことで、より良い施設運用方法の確立を目指しており、今冬期が初めての観測となる。本報では、本施設の暖房時の稼働状況を報告する。

2. 施設概要

本施設の位置図、機器配置図、本施設揚水井の柱状図を図 1～3 に示す。本施設は山形盆地南端部に位置する平屋の事務所であり、冷暖房面積は 190m^2 、熱源である井戸が 1 本(口径 $\phi 150 \times$ 深度 80m)、ヒートポンプユニット(以後、HP)の定格出力が $40\text{kW}(10\text{kW}/\text{基} \times 4 \text{ 基})$ 、ファンコイルユニット(以後、FCU)は 7 台設置した。また、熱源井戸における揚水試験時の水温は 16.4°C 、自然水位 GL-4.33m であり、揚水量 $150\text{L}/\text{min}$ 時の揚水水位が GL-5.46m と地下水が比較的豊富な地域であることを確認している。



図 1 施設位置

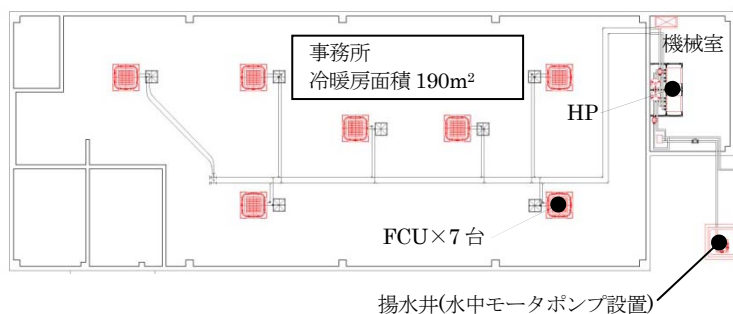


図 2 機器配置図

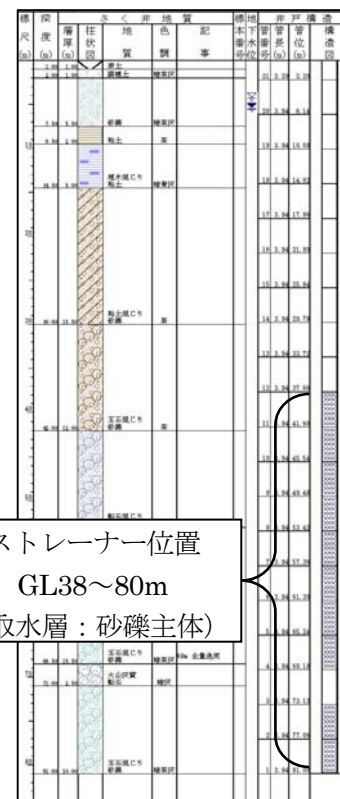


図 3 柱状図

3. システムフローと制御方式

本施設のシステムフローは図4のとおりで、プレート式の熱交換器(以後、HEX)を介して、汲み上げた地下水の熱をHPの熱源として利用するもので、HPなどの主要機器は、機械室内にコンパクトに収めた(図5)。またHP圧縮機は二次側送り温度により回転数を変化させる自動制御が組み込まれており、FCUはFCU内の電動弁によるON・OFF制御に加え、風量を3段階変化させることで室温を所定の温度に保つよう制御されている。

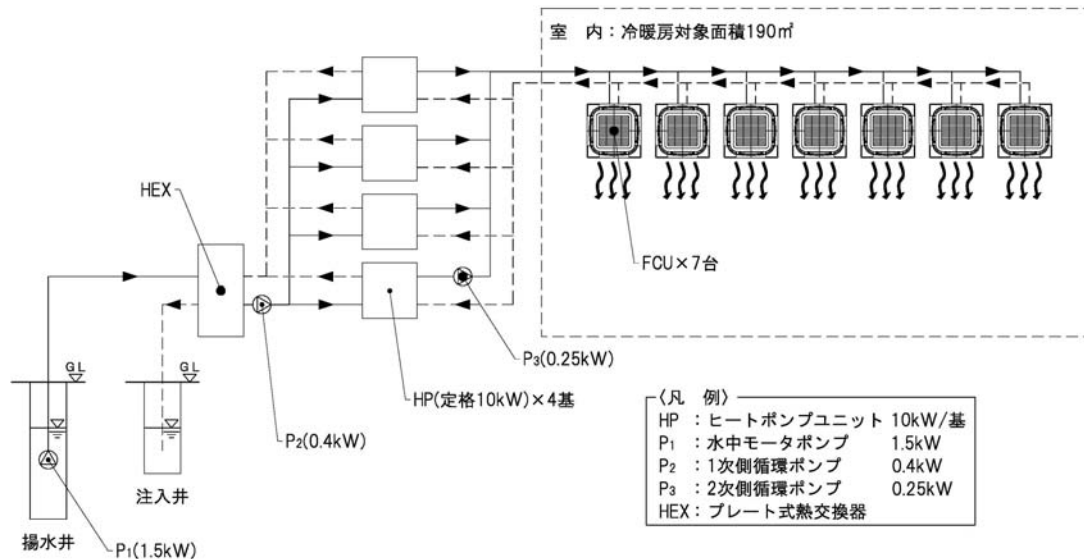


図4 システムフロー図

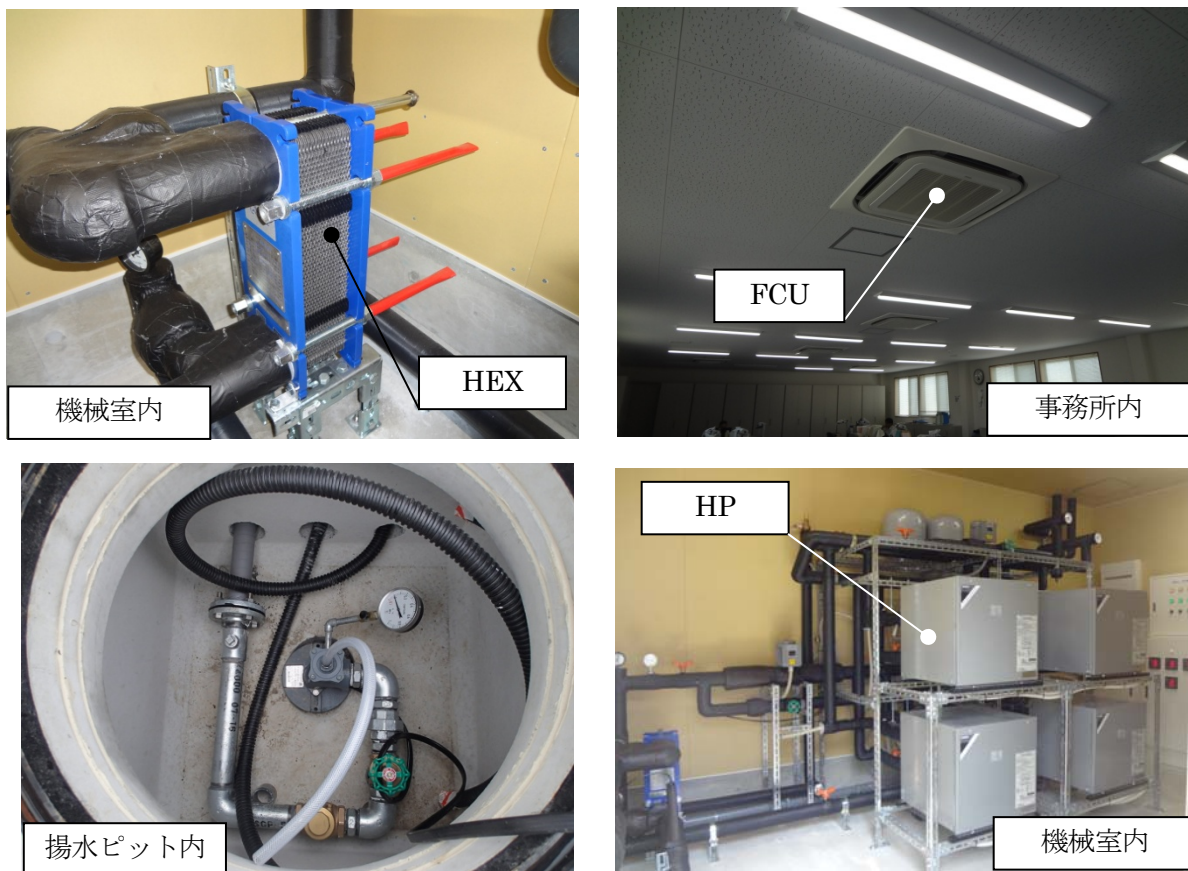


図5 各機器設置状況

4. データ計測条件

本システムが導入されている施設は、データ計測中も絶えず人の出入りがあった。そのような使用状況下において、HP 二次側送り温度を 2017 年 3 月 3 日から 13 日までは 40℃(以後、運転条件 1)、3 月 14 日から 17 日までは 35℃(以後、運転条件 2)に設定し、システムを運用した。なお、FCU での室内温度の設定値はどちらの運転条件においても 26℃とした。

5. 暖房運転時の稼働状況

2017 年 3 月 3 日から 17 日までの HP 稼働時間・消費電力を図 6、熱源出入口温度と二次側送り戻り温度および日平均 COP を図 7 に示す。運転条件 1 のとき平均室温は 25.6℃、HP の日平均消費電力は 29.8kWh、成績係数(以後、日平均 COP)は 4.1 であった。また、運転条件 2 のとき平均室温は 25.1℃、ヒートポンプの日平均消費電力は 25.5kWh、日平均 COP は 5.0 であった。

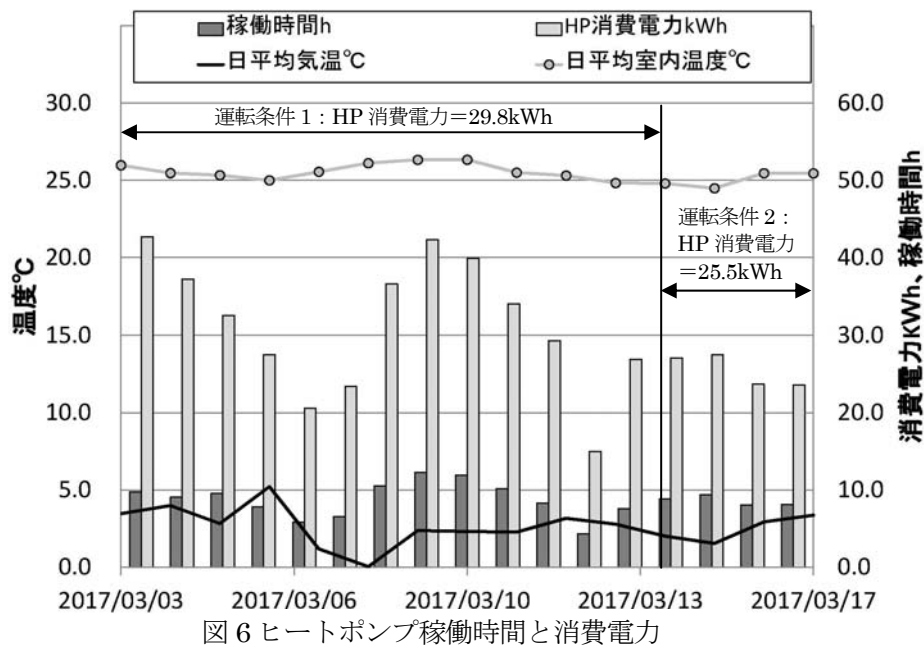


図 6 ヒートポンプ稼働時間と消費電力

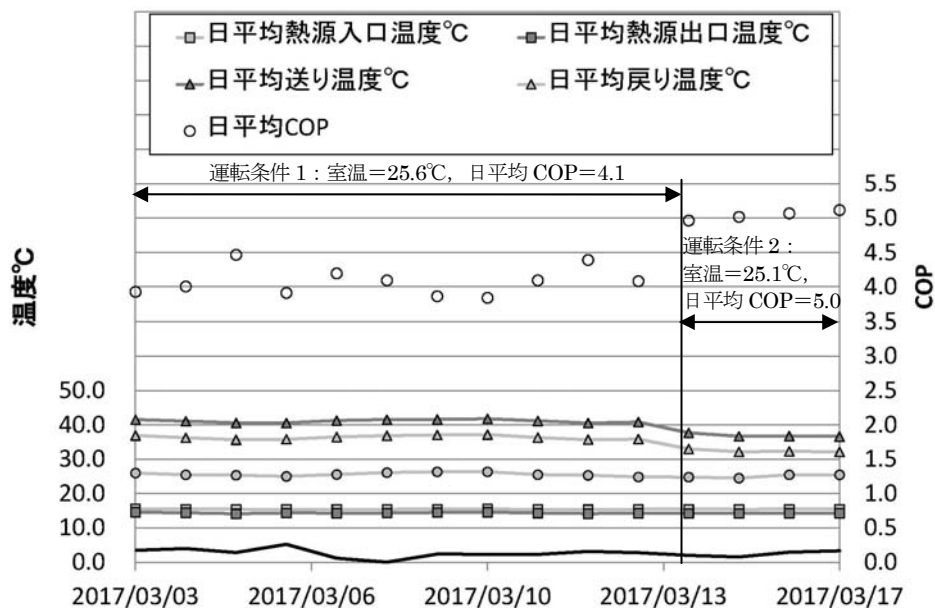


図 7 熱源出入口温度と二次側送り戻り温度および日平均 COP

6. まとめ

本システムの設計時における想定送り温度は 45℃であったが、本報告からも分かるように設計での想定値以下の送り温度(今回は 40℃と 35℃)で運用しても、問題なく目標の室内温度を維持できていた。COP は送り温度を下げるにより大きく改善できるため、効率的にシステムを運用していくには、負荷に応じた適正な送り温度を設定することが重要であるといえる。今後は負荷に応じて送り温度を変えるだけでなく、HP および FCU の稼働台数を変える等、より細かな設定変更を行った上でデータを収集・解析し、高効率な運用方法の構築を目指していく予定である。

【引用文献】

- 1) 黒沼覚・山谷睦・堀野義人・桂木聖彦, 2015: 自噴井を利用したクローズドループ地中熱ヒートポンプ冷暖房システムの性能評価(その 2). 日本地下水学会 2015 年秋季講演会講演予稿, 64-67.

2017 年八幡平エリアの気象定点観測について

平山順子・工藤嘉充（北東北エリア雪崩事故防止研究会）

Study plot weather observation in the area of Hachimantai in 2017

Yoriko Hirayama, Yoshimitsu Kudo

(Society of Prevention of Avalanche Accident in Northern Tohoku Area)

1.はじめに



図 1 旧八幡平スキー場

北東北エリア雪崩防止研究会は、八幡平裏岩手エリアの入山者への雪崩事故防止活動のため2007年に発足した。以来、当エリアで活動するスキーガイド有志がシーズンを通して現地観測し、ホームページ上で積雪情報を発信している。また当会員及び地元の山岳ユーザーの雪崩対策技術向上のための講習会などの活動も継続的に行っている。

「旧八幡平スキー場バックカントリー活用構想」（八幡平市企画事業）が昨年スタートした（図1）。この事業推進ための安全対策（雪崩事故対策）の一環として、2017年から該当エリアの積雪観測を当会が担当することになった。

2. 観測の計画



図 2 下倉スキー場 定点観測地

価値を議論した結果、下倉スキー場ゲレンデトップが観測立地条件に合致するということで交渉した。当地を管理する八幡平リゾート株式会社社長の多大な協力を得て、最終的にスキー場トップ（標高1135m）での観測が実現した。（図2）

また、旧八幡平スキー場周辺の観測はフィールド観測で随時実施することにした。

1) 場所の選定

積雪定点観測場所の選定は二転三転した。観測地の立地条件として「毎日定時（午前7時）に通える」、「観測可能な地形」、「標高が構想計画地に近いこと」を挙げた。御在所（旧八幡平スキー場）アスピーテラインの冬期ゲート付近が理想であったが、麓からの約10kmの県道除雪作業状況が日によって違い毎日定時に通えないこと、県道周辺は吹きさらしで観測適地までやや時間がかかることで断念した。山麓のアスピーテライン起点の公園内は、通勤や観測に適地であり、12月末に観測機器を設置し実験観測を開始した。しかし、低標高（450m）での観測の

2) 観測のスタッフについて

スタッフのうちの2名(工藤・平山)は「雪崩業務従事者レベル1」(日本雪崩ネットワーク)取得者であり,サポート(石坂,和田)の2名はカナダ雪崩協会プログラム(AST レベル1・コンパニオンレスキュー)取得者である。

3. 観測概要

1) 定点気象観測

- ・観測場所：八幡平市下倉スキー場ゲレンデトップ（標高 1135m）
- ・観測期間：2017 年 1 月 16 日開始～3 月 20 日終了
- ・観測時刻：午前 7 時
- ・観測者：4 名ローテーション
- ・移動方法：基本的には下倉スキー場圧雪車 乗車（6:30）観測後はスキーで下山
- ・観測結果：毎日の観測終了後直ちに HP 上で公開 <http://nennadare.web.fc2.com/>

表 1 観測項目

天気	一降雪期間 降雪板（深）
降水（雪）の種類・強度	積雪深
最高気温	降雪水量
最低気温	密度
現在気温	靴底貫入
相対湿度	雪面の雪質・粒度
10cm 雪温	風速・風向（目視）
24 時間 降雪板（深）	

表 2 観測機器

温湿度計おんどとり TR-72wf：気温（最高・最低・現在）・相対湿度
温度湿度気圧計おんどとり TR-73U：気圧
ロガーボックスセット LOG-S
計器収納ボックス WB-3AM
電子天秤 MS-2000：積雪重量（降雪水量）・塩ビ管チューブ・雪ベラ
降雪板 2 個
プローブ 300cm（ブラック・ダイヤモンド製）：積雪深

＊試験観測中は最高・最低現在気温を温度計（おんどとり Jr TR-52i）で観測,データコレクター（TR57DCi）を使用,湿度,気圧は TR-73U で測定したが,ロガーボックスセットと各温度センサーとの相性が良好でなく,また 4 名ローテーションでの機器（データコレクター）の引き渡しの煩雑さもあり,温湿度計（TR-72wf）を新たに設置,スマートフォン（タブレット）でデータ収集した。

2) フィールド観測

- ・観測場所：八幡平御在所～旧スキー場周辺～茶臼岳周辺
- ・観測期間：2017年1月～3月随時（日中）
- ・観測者：3名（スキーガイド資格・雪崩業務従事者レベル1取得者）

表3 観測項目

日付・時刻	観測者氏名
場所	標高
気温（場所・時刻）	天気
風向・風速	降水（雪）・強度
雪崩などの観察	積雪構造
留意点・コメント	入山者状況

4. 今季の積雪状況（2017年1月～3月）

2016年初冬は、10/7 岩手山初雪、10/10 八幡平初雪で平年並みであったが、その後強い寒気が到来せずに少雪の状態のまま年末年始を迎えた。八幡平市内のスキー場も深刻な雪不足が続いた。本格的な寒気が入りだしたのは1/10以降でその後は順調に降雪があった（図4、7参照）。下倉定点観測地設置日（1/10）の積雪深は120cm、3/20 観測最終週に最も深い積雪深（257cm）を記録した。3月上旬～中旬に寒気が流入してまとまった降雪があり、定点観測終了後も3/29まで弱い寒気による降雪が続いた（図6、9参照）。定点観測地では何度か0℃以上の気温になり降雨もあったが、八幡平エリアでは標高1300m以上には1月～4月初旬まで全く降雨が無かった。裏岩手稜線～八幡平山頂周辺の樹氷も4月初旬（4/6頃）までその体を保った。積雪状態は比較的安定傾向が続いたがこれは大量降雪や寒暖の差や降雨が少なかった結果と推測される。

期間中の雪崩については、茶臼エリアで低気圧通過後の寒気流入による北西～西寄り強風中とその後、風成雪層の表層雪崩（サイズ1～1.5）が広範囲に自然発生した。また2月初めの南岸低気圧通過後にサイズ1～1.5の雪崩が旧スキー場、茶臼岳エリア北～北東側斜面に頻発した（図5、8参照）。自然発生及び滑走者の誘発もあったが幸い事故には至らなかった。同時期、類似斜面の積雪観測では小粒度の降雪結晶が観察されていた。2/27～3/1まで八幡平、裏岩手エリアで広範囲に表面霜（粒径2～3mm）が観測されたが、その後の雪崩発生原因にはならなかったと思われる。

なお、3月15日に下倉スキー場定点観測地横で積雪断面観測（270cm深）を実施（図3）。観測地点に於いては比較的安定した積雪断面となっていた。



図3 下倉観測地での積雪観測

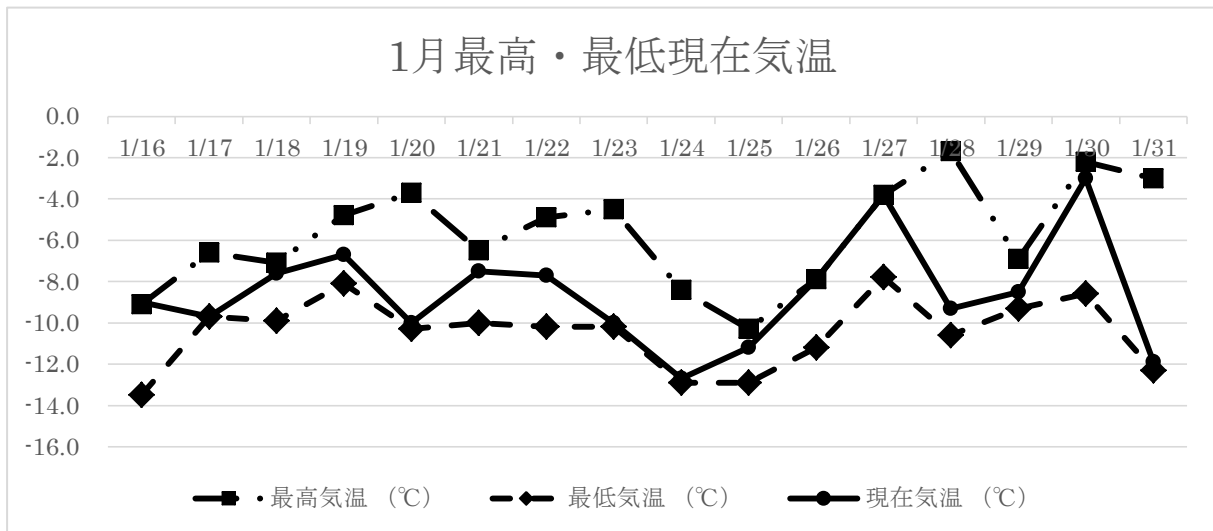


図 4 1月最高・最低・現在気温

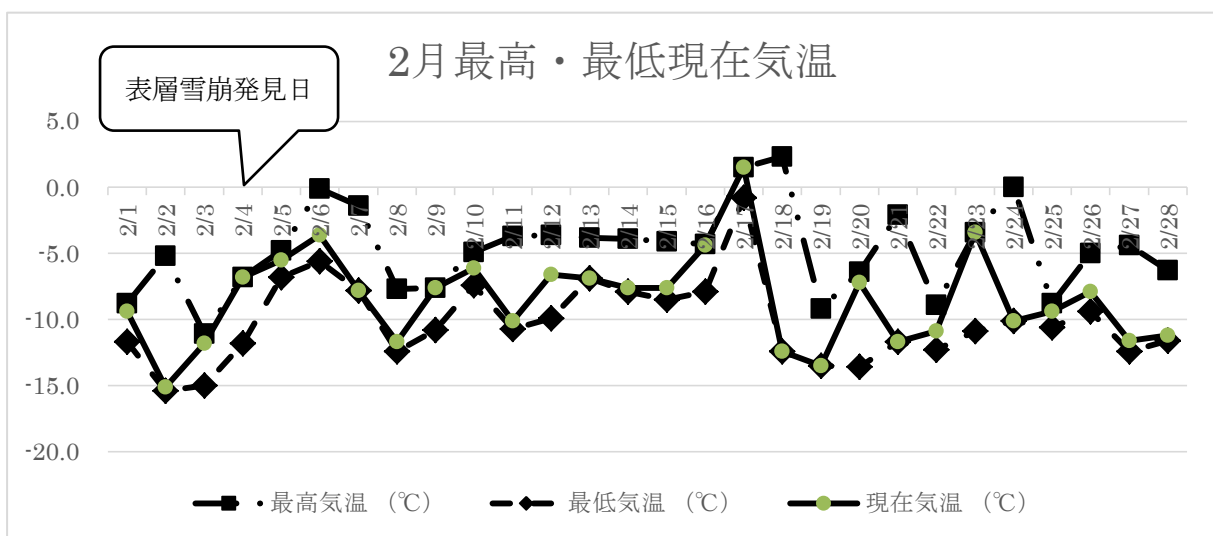


図 5 2月最高・最低・現在気温

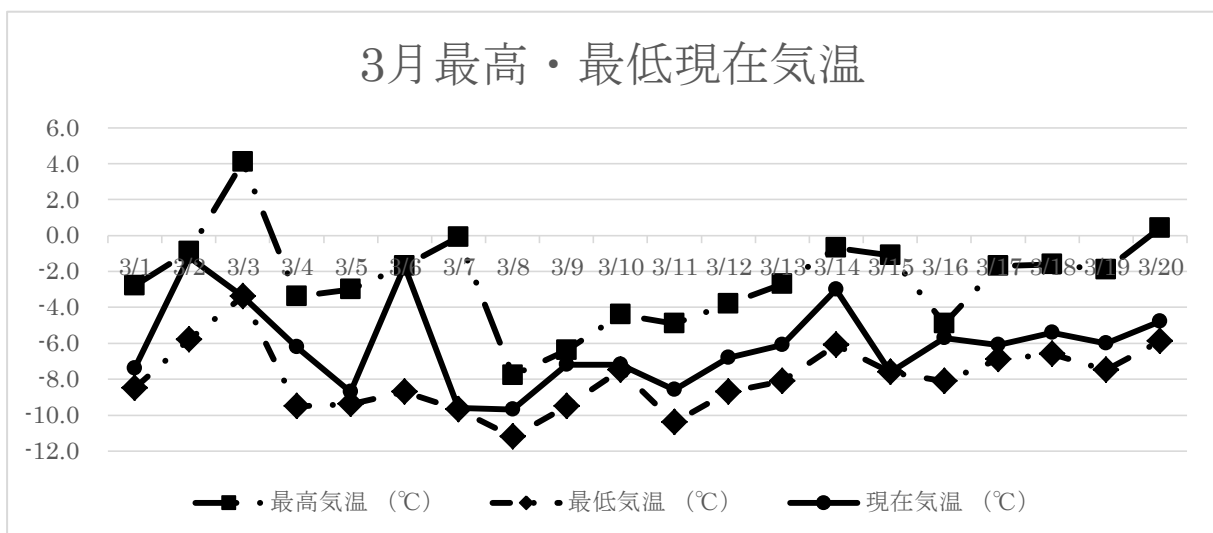


図 6 3月最高・最低・現在気温

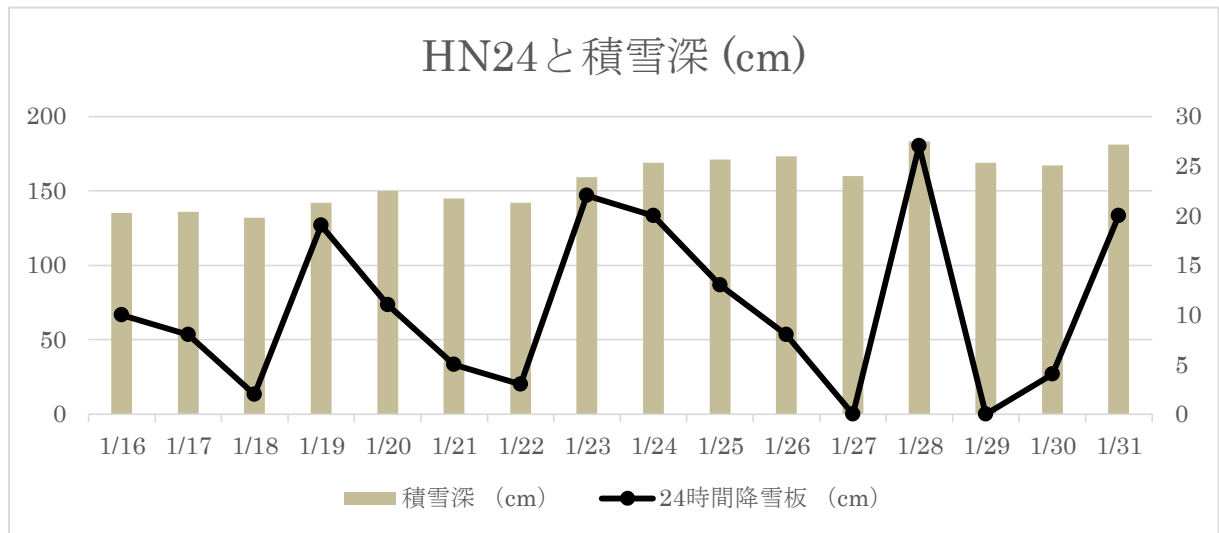


図 7 1 月 HN24 (24 時間降雪観測) と積雪深 (cm)

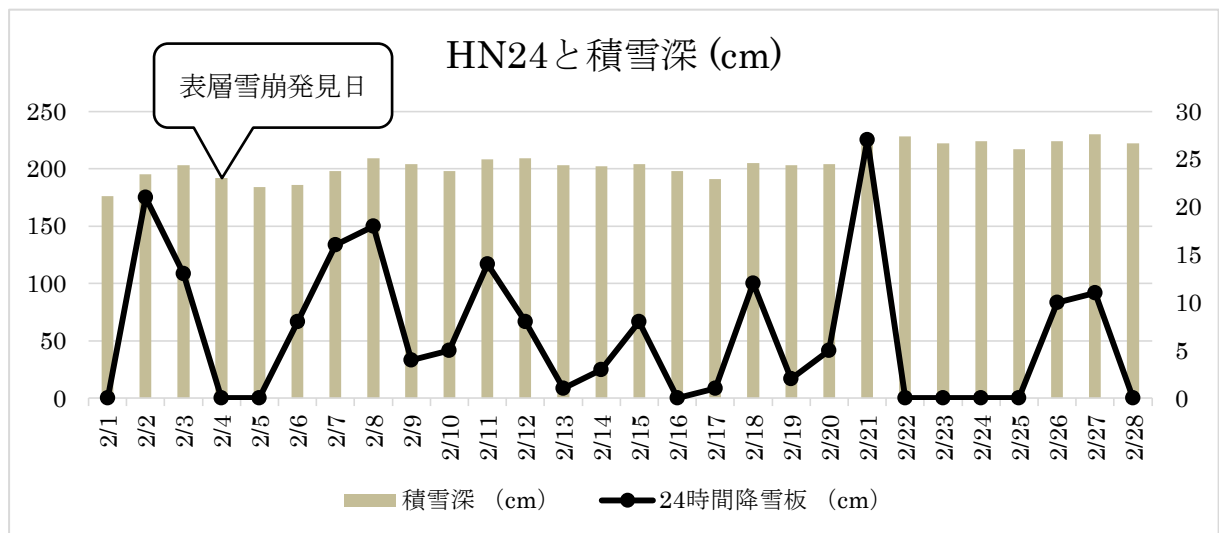


図 8 2 月 HN24 (24 時間降雪観測) と積雪深 (cm)

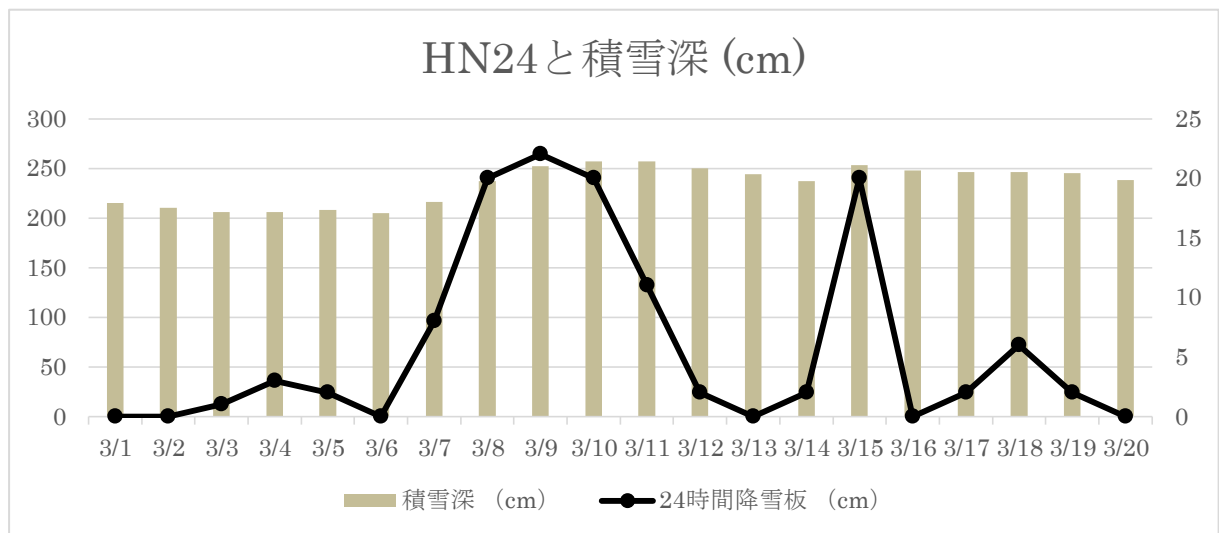


図 9 3 月 HN24 (24 時間降雪観測) と積雪深 (cm)

5. まとめ：来季の観測に向けて

今季は定点観測が一からスタートということで、観測適地、観測機器の選定、観測体制の構築、データ処理についてなど手探りで始めることとなった（日本雪崩ネットワーク：2009）（日本雪氷学会編：2010）。しかし実際に雪上に設置してみると、センサーがセンサボックスにフィットし難かったりデータ収集方法が機種によって異なったりと戸惑うことが多々あり、機種を変更してより良い観測ができるように試行錯誤した（表2）。センサボックスの積雪増減による高さの管理、氷結した降雪板の取扱いの難しさなども実際に体験した。

来季の観測に向けては、下倉スキー場定点気象観測の継続（表1）と今季1回のみ実施の積雪断面観測を定期的に行うこと。また御在所～旧八幡平スキー場～大黒森（標高1446m）の気象観測（表3）、積雪断面観測を定期的に行い、下倉スキー場定点観測データと比較分析を試みたい。

岩手八幡平エリア内には八幡平リゾート&下倉スキー場、安比高原スキー場があり、両スキー場ともスキー客減少を食い止めるべく、旧八幡平スキー場～茶臼岳エリアも含めたバックカントリー滑走者に活路を見出したいのであるが、そのためには雪山リスクマネジメントの確立が不可欠であるということで、岩手八幡平エリアを挙げての観測体制を目指していく所存である。

謝辞

観測に関し多岐にわたってご指導頂きました阿部修氏、藤村知明氏、データ整理をご指導頂きました小笠原功氏、定点観測にご協力頂きました株式会社八幡平リゾート&下倉スキー場様、観測サポーターの石坂晋哉さん、和田証治さんにお礼申し上げます。

参考文献

日本雪崩ネットワーク，2009：気象・積雪・雪崩の観察と記録のガイドライン，横浜，特定非営利活動法人日本雪崩ネットワーク，98pp.

日本雪氷学会編，2010：積雪観測ガイドブック，東京，朝倉書店，136pp.

平成 29 年(2016/17 年)冬期における新庄の積雪変化について

小杉健二・安達 聖・根本征樹・佐藤研吾・阿部 修
(防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター)

Changes in snow cover structure at Shinjo in the 2016/17 winter
Kenji KOSUGI, Satoru ADACHI, Masaki NEMOTO, Kengo SATO and Osamu ABE
(Snow and Ice Research Center, NIED)

1. はじめに

積雪の量および質は、災害発生に関連してのみならず水資源をはじめとする環境因子として重要である。防災科学技術研究所雪氷防災研究センター新庄雪氷環境実験所においては、冬期の降積雪の観測を継続して行っている。2010/11 年からの 5 冬期は多雪傾向が続いたが、2015/16 冬期は一転して少雪となった。2016/17 冬期の最大積雪深は 1m をわずかに超える程度であり、前冬期に続き少雪傾向が続いた。本稿では、その観測結果とその特徴等についてまとめる。

2. 積雪深、気温、積算新積雪深、及び積雪重量の観測結果

新庄における 2010/11 年から 2016/17 年までの各冬期の積雪深の日変化を図 1 に示す。2016/17 冬期においては、12 月中旬に一旦積雪が生じたが下旬には消え、その後 1 月上旬まで積雪の極めて少ない状態が続いた。1 月中旬になるとまとまった降雪があり、積雪深は一気に 100cm 近くに達した。

積雪深はその後 60~100cm 程度の範囲で増減を繰り返して推移した。1 月中旬から 2 月にかけての積雪深は、昨冬と同程度であり、それ以前の 5 冬期と比べるとかなり少ない。消雪は昨冬より約 1 週間遅く、4 月に入ってからであった。

新庄の 2016/17 年の気温(気象庁新庄アメダスのデータを使用)の日変化を図 2 に示す。本冬期の

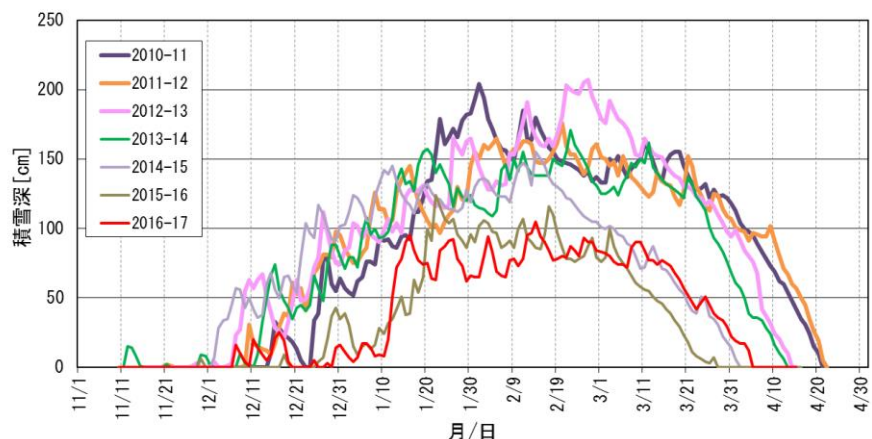


図 1 新庄における 2010/11 年から 2016/17 年までの各冬期の積雪深の日変化。横軸は日付。

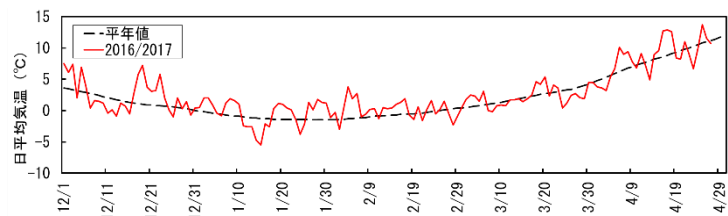


図 2 新庄における 2016/17 年冬期の日平均気温の日変化。気象庁新庄アメダスのデータを使用。横軸は日付。

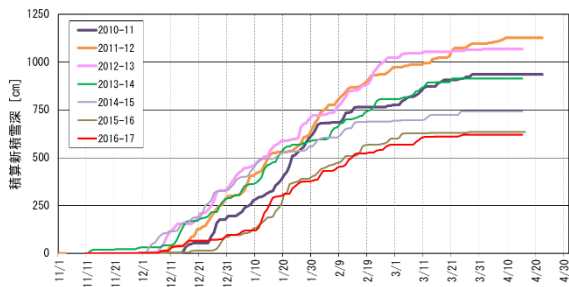


図3 新庄における2010/11年から2016/17年までの各冬期の積算新積雪深の推移. 横軸は日付.

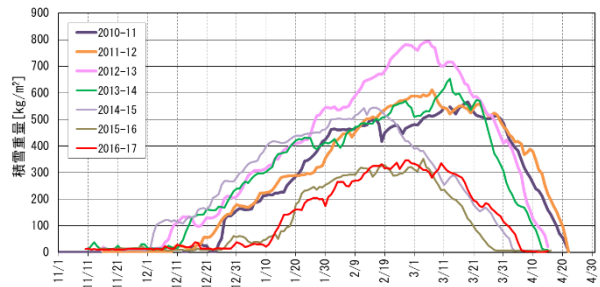


図4 新庄における2010/11年から2016/17年までの各冬期の積雪重量の日変化. 横軸は日付.

気温は全般的に平年並みかやや高い傾向で推移した. 強い寒波が1月中旬に来襲してまとまった降雪をもたらした, 積雪深が急増する原因となった.

図3と4はそれぞれ, 新庄における2010/11年から2016/17年までの各冬期の積算新積雪深及び積雪重量の日変化を表す. 新庄の2016/17年冬期の積算新積雪深と積雪重量は両者とも2015/16年冬期と同様に推移し, 2014/15年以前の5冬期に比べ顕著に少ない事が分かる.

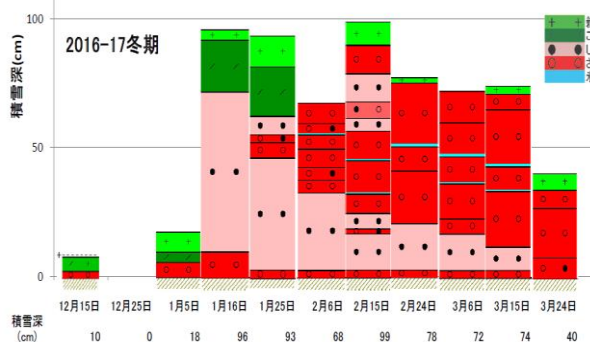


図5 新庄における2016/17年冬期の雪質変化図. 横軸は日付.

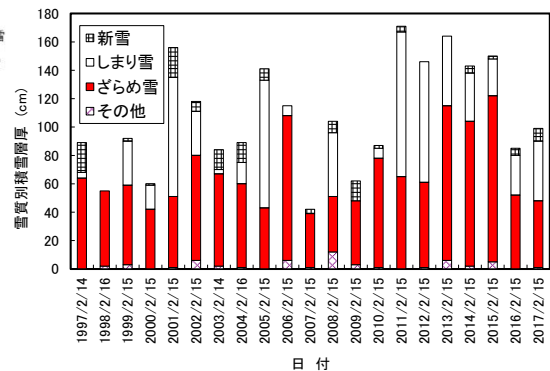


図6 新庄における1997年から2017年の2月中旬の雪質別積雪層厚. 横軸は日付.

3. 雪質に関する観測結果

新庄における2016/17年冬期の雪質変化を図5に示す. 1月中旬のまとまった降雪により1月下旬までは積雪の大半が新雪, こしまり雪, 又はしまり雪であった. 2月上旬になると積雪上部から下方へざらめ雪への変態が進み, 時間経過とともにざらめ雪の占める割合が増大したことが分かる. 2月中旬以降, 氷板が積雪の中ほどの高さの2か所に観察された.

図6は, 1997年から2017年までの2月中旬の雪質別積雪層厚である. 2017年2月中旬のざらめ雪の占める割合は全積雪層厚(積雪深)の半分程度であり, 前年とほぼ同様であった. なお雪質の集計において複数の雪質が混在する層は, 従来の解析ではその他と分類していたが, 今回から多く割合を占める雪質とみなすことにした. 例えば, ざらめ雪としまり雪が混合しているがざらめ雪の割合が多い層はざらめ雪とみなすということである. 中間的な雪質の場合, 判別に個人差が現れる場合があるが, 集計結果に及ぼす影響を小さくするための措置である.

謝辞

観測と機器保守は富樫数馬氏, 新野孝健氏, 鈴木紘一氏, 大川元造氏, 及び(株)双葉建設コンサルタントの方々に従事していただきました. データ整理は矢口瞳さん, 青木里美さん, 平向洋子さんにご協力いただきました. 記して心からお礼申し上げます.

地域気候モデルによる積雪をはじめとした近未来気候変動予測

山崎 剛・佐々井崇博 (東北大学)

川瀬宏明・佐々木秀孝・村田昭彦・野坂真也 (気象研究所)

Projection of near future snow cover and other climate elements by a regional climate model

Takeshi YAMAZAKI, Takahiro Sasai (Tohoku University)

Hiroaki KAWASE, Hidetaka SASAKI, Akihiko MURATA, Masaya NOSAKA

(Meteorological Research Institute)

1. はじめに

気候変動への適応を考えるために、地域気候モデルを用いた力学的ダウンスケーリングにより、近未来(2℃上昇, 2030~2050年を想定)の積雪をはじめとする高解像度気候変動予測を実施している。これは自治体の適応策策定に寄与する情報を提供することを目的として、自治体との協働で進めている。本稿ではその概要と進捗状況について報告する。

2. 方 法

地域気候モデルとして、気象庁気象研究所の非静力学地域気候モデル (Nonhydrostatic Regional Climate Model: NHRCM) を用いる。現在気候と将来気候に関して、水平解像度 20 km から 5 km, 1 km へとダウンスケーリングを実施する。20 km のデータとしては、まず気候変動リスク情報創生プログラムにより、多数の実験から作成されたデータベース d4PDF を使用する。計算領域は 5 km では東北地方を含む本州、九州、四国、日本海をほぼ覆う領域とする (図 1)。1 km では長野県の生態系、水資源、スキー産業など、気候変動への適応が重要課題となる、北アルプス・南アルプスを含む約 360 km×220 km の領域とする。さらに、最重要領域については積雪の質量再配分モデルを用いて、積雪の 100 m 分解能での予測を目指す。5 km 実験は 31 年分を 1 メンバーとして、現在気候 (1980-2010 年) 12 メンバー、将来気候も 10 メンバー以上の計算を行う。

3. 状 況

これまでに d4PDF の現在気候を用いた、5 km 実験を完了した。地上気温に関しては、より観測に近い頻度分布が得られ、バイアス補正を施すことによりさらに観測に近い頻度分布を再現できた (図 2)。また、20 km では山岳域の積雪がかなり少なくなっていたが、5 km では地形の再現性の向上に伴い盆地と山岳域での明瞭な積雪深コントラストを表現できた (図 3)。さらに、日降雪量が多い事例について、長野県内の地域による降雪をもたらす気圧配置の相違について検討し、北部や山沿いでは冬型、盆地では南岸低気圧で大雪になることを確認した。ただし、これらには例外もあり、温暖化により降雪がどのように変化するのか注視する必要がある。

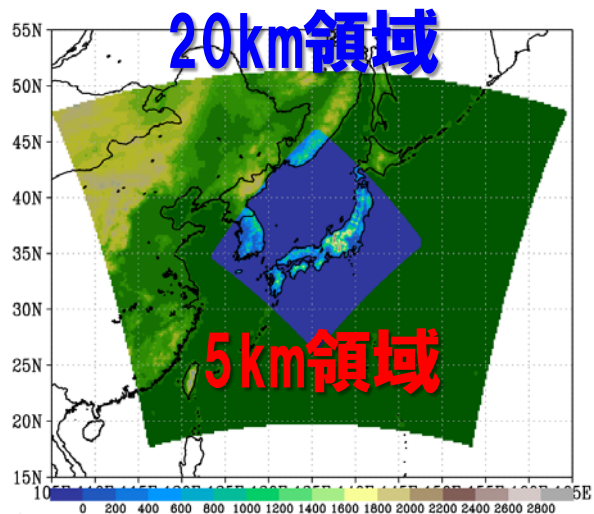


図 1 5 km の計算領域 (青い部分)

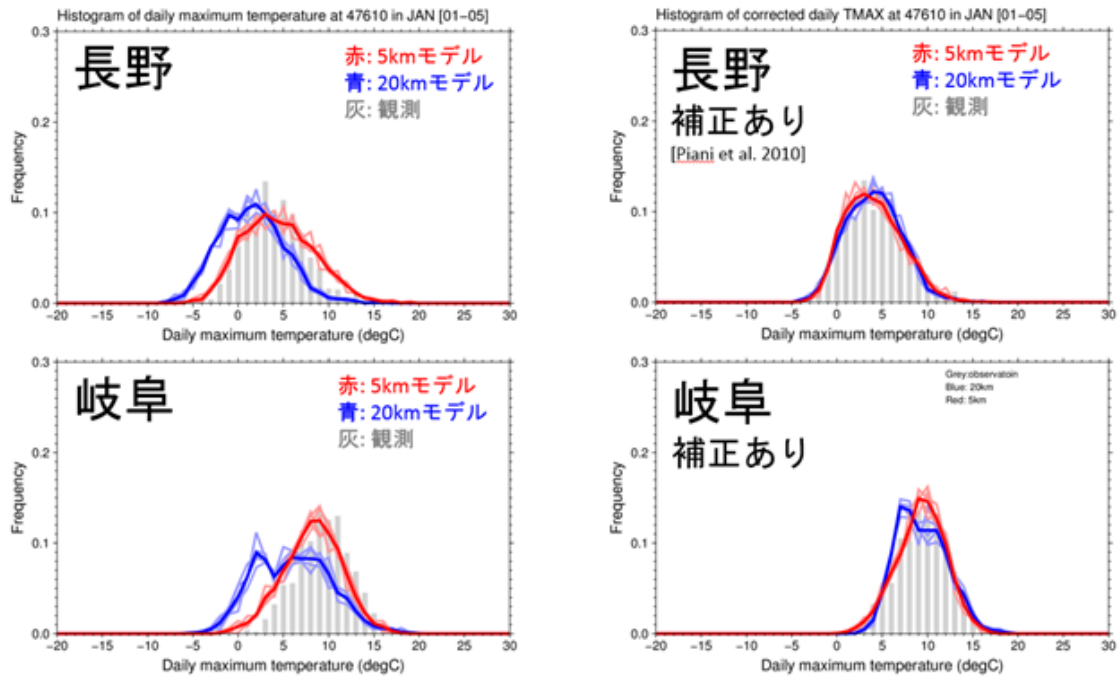


図2 現在気候における長野と岐阜の1月の最高気温の頻度分布. 赤線が20 km 解像度, 青線が5 km 解像度. 細線は各メンバー(31年), 太線が5メンバーの平均値. 灰色棒グラフは観測値. 右の「補正あり」は Piani et al. (2010) によるバイアス補正をしたもの.

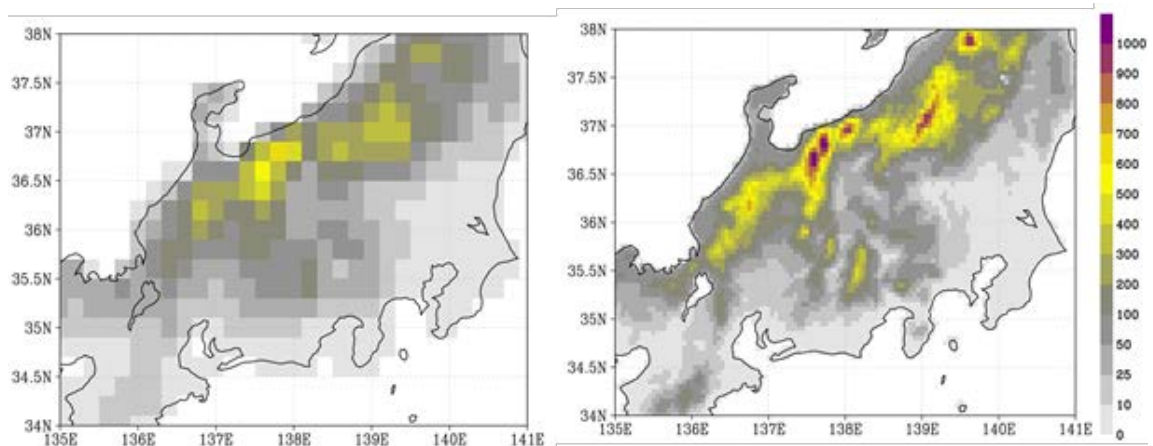


図3 現在気候における年最大積雪深の計算例. 1メンバー31年分を平均したものの一例.
左: 20 km 解像度, 右: 5 km 解像度

1 km 計算は計算機資源の問題で限られた事例に絞る必要があり, 現在, モデルの準備と計算を行う事例の抽出を進めている.

4. 謝 辞

本研究は気候変動適応技術社会実装プログラム (SI-CAT) によって実施している.

引用文献

Piani, C., G. P. Weedon, M. Best, S. M. Gomes, P. Viterbo, S. Hagemann, and J. O. Haerter, 2010: Statistical bias correction of global simulated daily precipitation and temperature for the application of hydrological models. *J. Hydrol.*, **395**, 199-215, doi:10.1016/j.jhydrol.2010.10.024.

換気口付き壁面着雪による湿気と二酸化炭素の移動に関する実験的研究

松村光太郎 (岩手県立大学)

林基哉 (国立保健医療科学院)

小杉健二, 佐藤研吾 (防災科学技術研究所雪氷防災研究センター)

Experimental study on the Movement of the moisture and the Carbon Dioxide from Snow Accretion at the Wall with the Vent

Kotaro MATSUMURA (Iwate Prefectural University)

Motoya HAYASHI (National Institute of Public Health)

Kenji KOSUGI, Kengo SATO (National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience)

1. はじめに

積雪地において、吹雪が発生すると、建築物へ吹きだまりが発生するなど建築物に影響を及ぼす。また、建築物の壁に着雪した雪あるいは着雪が融解凍結した氷が落下すると、建築物近傍の歩行者などに重大な事故をもたらす危険性もある。このように、着雪は建築物に対して、多大な影響を及ぼす。特に、換気口に着雪があった場合、換気口が閉塞され、二酸化炭素が充満するなどし、室内環境に悪影響を及ぼす可能性もある。さらには、換気口より湿気が移動し、室内の湿度の上昇に伴う結露の発生などが懸念される。

そこで、本研究では、換気口へ着雪した場合、室内の湿気と二酸化炭素がどの程度移動するかを知るために、換気口を有した壁に吹雪を発生させることで着雪させ、その時の湿気と二酸化炭素濃度との移動を実験的に把握する。

2. 実験計画

実験は、 $1,000 \times 1,000$ mm の断面を持つ風洞内に、図1のように、 450×450 mm の換気口を有する板張り壁に吹雪があたるようにし、壁の風下に外面寸法 $450 \times 450 \times 325$ mm (内法寸法： $400 \times 400 \times 300$ mm, 0.048 m^3) の断熱ボックス (スタイロフォーム IB, $t=25$ mm) で作製した模擬室内をセットさせて実施した。なお、断熱ボックスの横側 1 面には、内部の温度センサーが確認できるように、 100×100 mm の複層窓 (アクリル板 $= 2$ mm 2 枚) を設けた。外壁の壁材料は板張り材 ($t=7$ mm) と骨組み材 (25×25 mm) 共にヒノキとし、骨組み材に併せて断熱ボックスと同材の断熱材 (スタイロフォーム IB, $t=25$ mm) を詰め込んだ。模擬室内の温度条件は、サーモスタット付きヒーターによって 20°C 以上に設定し、平均室温 21.4°C (最高室温： 28.7°C , 最低室温： 16.6°C) となった。なお、換気口は壁中央に、室外側にステンレス製丸型フード付きガラリ ($\phi 100$ mm, 換気有効面積 4930 mm^2 , 開口面積 2374 mm^2 , $t=0.5$ mm, 金網 12 メッシュ：図 2) を、室内側に AES 樹脂製丸型レジスター ($\phi 100$ mm：図 3) を配置した。

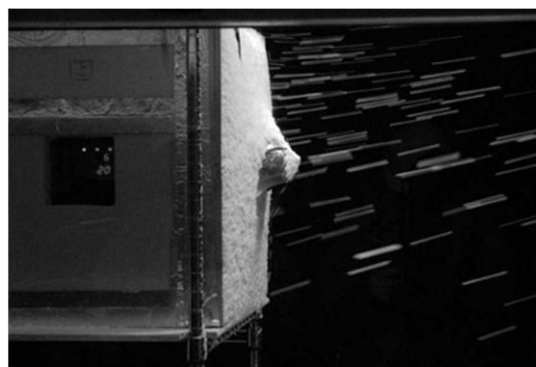


図 1 実験状況



図 2 換気口

風洞内温度（外気温）は $1.0 \pm 1.0^{\circ}\text{C}$ とし、風速 10 m/s で樹枝状の人工雪（図 4）でつくった雪粉を風洞上部から落下させるように吹雪を降らせた。この時に、どの程度着雪があるかを検討した。なお、風洞内で、まず実験開始から 30 分間は、風（風速：10 m/s）のみで風洞内の気流や温度分布を安定させた状態にし、その後、吹雪（風速：10 m/s、平均飛雪流量： $0.0328 \text{ kg/m}^2/\text{s}$ ）を 20 分降らせた。吹雪終了後については、吹雪終了後もそのまま風（風速：10 m/s）が継続している条件と、吹雪終了後に無風（風速：0 m/s）になる条件との 2 水準について検討を行った。また、室内側のレジスターについては、閉塞したままの条件と開放した条件との 2 水準で検討を行った。

測定は、風洞内温度、外壁表面温度（4点）、換気口頂部温度、室内側壁表面温度、室内温度について、T & D 社製の「おんどとり（TR-71wf）」によって、1 分毎に測定した。また、併せて室内と室外（風洞内）の相対湿度と二酸化炭素濃度を T & D 社製の「おんどとり（TR-76Ui）」によって 1 分毎に測定した。なお、吹雪に利用した雪（図 4）は、防災化学技術研究所雪氷防災研究センター新庄雪氷環境実験所において、樹枝状の人工雪を作製し、 $+1.0^{\circ}\text{C}$ の環境下で 1 日以上放置した雪を利用した。



図 3 レジスター

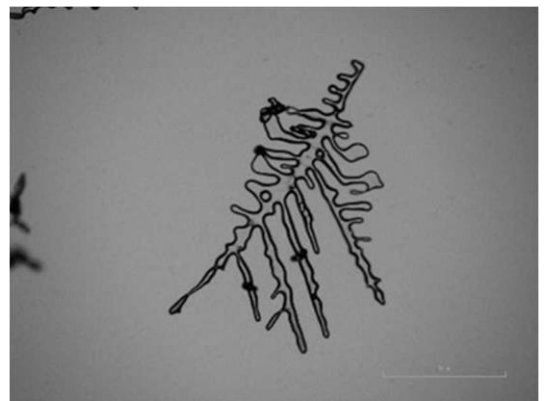


図 4 人工雪の顕微鏡写真

3. 実験結果と考察

実験結果の例（実験：吹雪後は風あり、レジスター閉塞）を図 5 に各温度の測定結果を、図 6 に相対湿度の測定結果を、そして図 7 に二酸化炭素濃度の測定結果を示す。

温度の変動として、室外側は、吹雪が始まる 30 分以降、壁・換気口の各表面については、吹雪が終了した後も 0°C 前後の温度に安定した。これは、吹雪が開始することで各表面に着雪することで、着雪の潜熱が影響し、 0°C 前後で安定したと考えられる。室内側の温度については、換気口部の温度が最も振幅が大きかった。これは、換気口部には断熱材がないため、外部からの熱伝導が大きく、冷えやすいと共に、換気口内部の温度測定がステンレス部であったため、室内にあるサーモスタット付きヒーターの熱が伝わりやすかったと思われる。なお、室温の変動よりも室内側壁表面温度の振幅は小さかった。なお、二酸化炭素濃度については、室内側の方が、若干小さい値を示したが、室外と室内との変

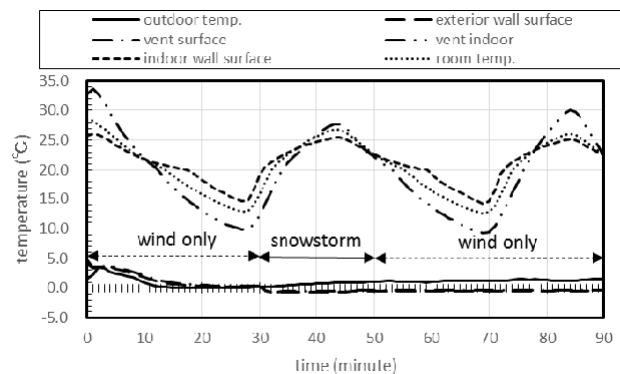


図 5 温度測定結果（レジスター閉塞）

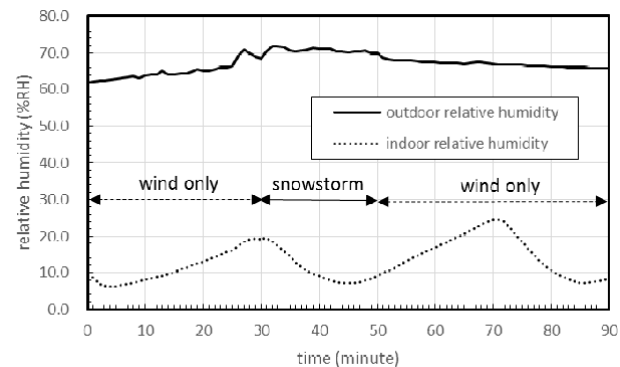


図 6 相対湿度測定結果（レジスター閉塞）

動や着雪後の変動についての格差は認められなかった。

相対湿度の変動は、室内については、温度の振幅により、温度が上昇すると相対湿度が低下するといった状況となり、一般的な変動となった。そこで、吹雪による着雪から、どの程度の水分が換気口から流入しているかを知るために、相対湿度と温度から、室内側と室外側の水蒸気量を算出した。その結果を図8に示す。なお、水蒸気量は、Tetensの式

$$e = 6.11 \times 10^{(7.5t/(237.15+t))} \quad \dots (1)$$

$$a = 217 \times \frac{e}{t+273.15} \times \frac{rh}{100} \quad \dots (2)$$

ここに、 e ：飽和水蒸気圧 (hPa)

t ：温度 (°C)

a ：水蒸気量 (g/m³)

rh ：相対湿度 (%RH)

着雪が始まる30分から室内、室外側共に水蒸気量は増加した。特に室内側の増加は、1.5 g/m³ (室外側：0.7 g/m³) と顕著であった。室外側は、吹雪による雪の湿気が影響したと考えられるが、室内には、電気式のサーモスタット付きヒーターあるいはロガーが入っているだけで、水分が発生する機器はない。したがって、外部から換気口を通して水蒸気が侵入したとしか考えられない。実験終了後に換気口内を確認したところ、雪は換気口内の虫除けメッシュ金網に留まっていたものの、メッシュ金網より内部の孔内ステンレス表面には水滴が付着していた。したがって、換気口内に侵入した雪が、室内の暖房熱により融雪し、その水分が室内に移動したと考えられる。なお、換気口がないコンクリート壁による実験では、吹雪開始後、室外の水蒸気量が増加しているにもかかわらず、室内の水蒸気量は増加していないことを確認している (図9)。

着雪後の換気口閉塞については、レジスターを開放した実験条件において、室内温度の上昇 (図10) と、水蒸気量の上昇 (図11) と

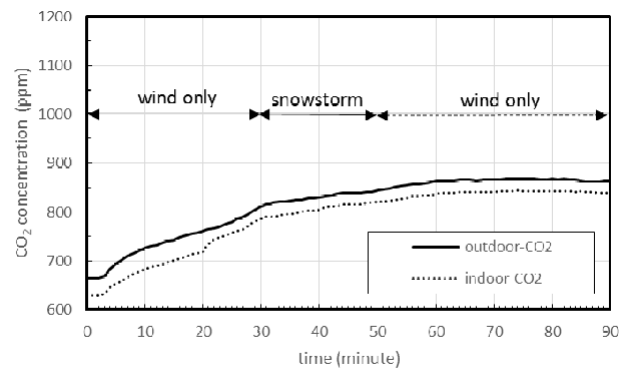


図7 二酸化炭素濃度測定結果
(レジスター閉塞)

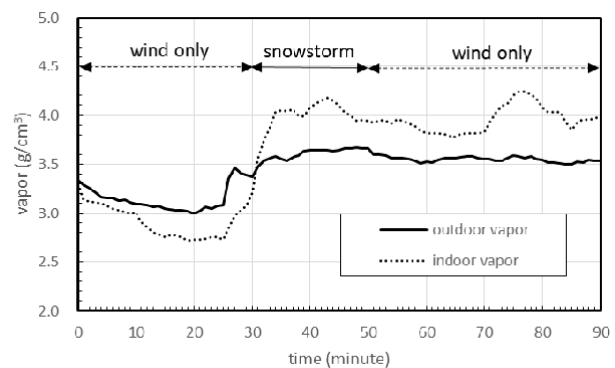


図8 水蒸気量計算結果 (レジスター閉塞)

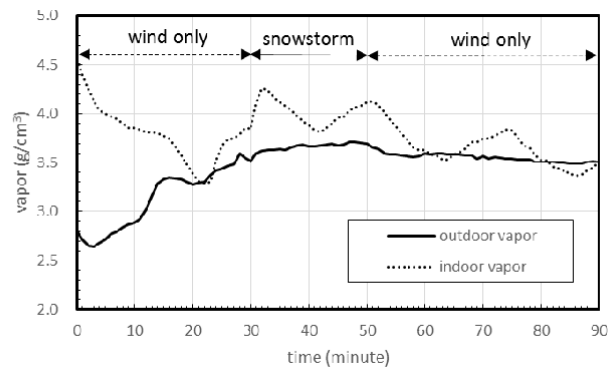


図9 水蒸気量計算結果 (コンクリート壁)

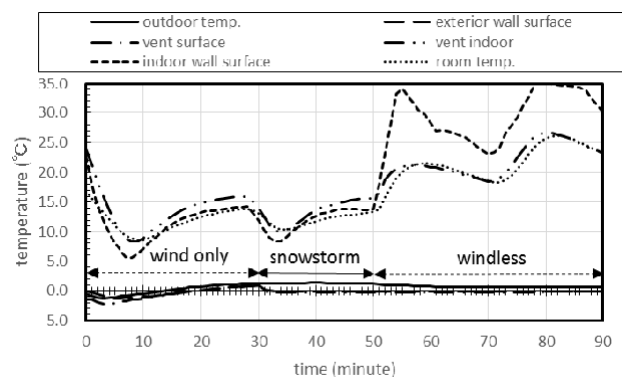


図10 温度測定結果 (レジスター開放)

が認められた。特に温度変動については、レジスターを開放しているため、実験開始時は、冷氣（風洞内温度+1.0℃）が室内に侵入してくるため、電気ヒーターによる温度上昇が抑えられてしまっていた。ただし、吹雪終了後、風速 0 m/s の実験条件では、換気口の閉塞（図 12）に伴って温度上昇が顕著になった。また、水蒸気量も、吹雪終了後に室内側の上昇が顕著であった。このように、換気口の着雪による閉塞は、断熱効果による室内側の温度上昇という利点があるものの、水蒸気量の上昇が顕著となり、室内環境として結露の発生が多くなるなどの悪影響が懸念される。

二酸化炭素濃度の変動については、レジスターを開放した実験条件でも、閉塞した状態と同様に、室外と室内との変動の格差は認められなかった（図 13）。これは、実験開始時において、室内と室外との二酸化炭素濃度に差がなかったため、そのままの濃度で変動したと考えられる。一般的には、室内に人間の生活があるため、室内側の方が、二酸化炭素濃度は高いといわれている。したがって、今後、室内に二酸化炭素を発生させるなどして実験する必要があるだろう。

4. まとめ

本研究では、換気口へ着雪した場合、室内の湿気と二酸化炭素がどの程度移動するかを知るために、換気口を有した壁に吹雪を発生させることで着雪させ、その時の湿気と二酸化炭素濃度との移動を実験的に把握した。その結果を以下に示す。

1. 換気口に着雪することにより、室内が閉塞すると共に、換気口内の着雪が室内温度（室内ヒーターの暖気）によって融雪し、その水分による湿気が室内に移動していることを、水蒸気量の計算結果によって確認できた。
2. 換気口に着雪することにより、室内の断熱効果が向上することは確認できた。しかしながら、湿気の移動することによる結露などの室内環境の悪化が懸念される。
3. 二酸化炭素濃度の変動については、実験開始時に、室内と室外との濃度に差がなかったため、実験時の変動の格差は認められなかった。

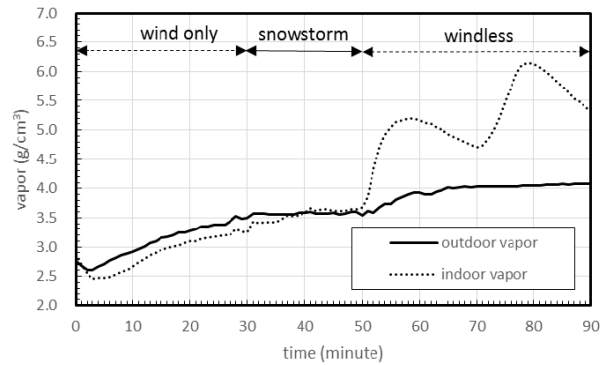


図 11 水蒸気量計算結果（レジスター開放）

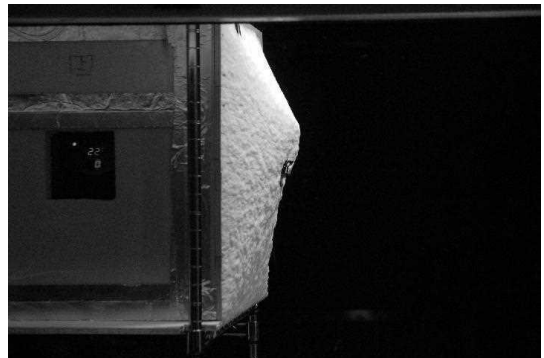


図 12 着雪による換気口閉塞

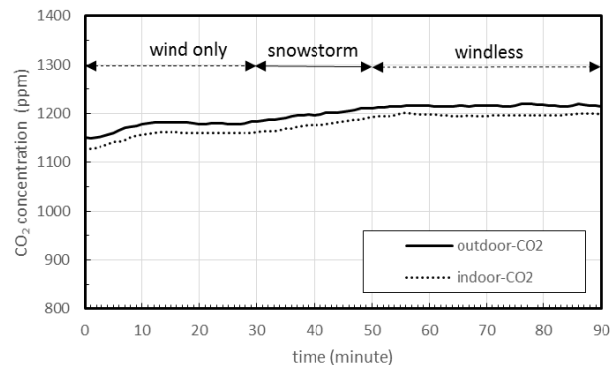


図 13 二酸化炭素濃度測定結果
（レジスター開放）

着雪実験のための湿雪供給方法の自動化に向けて

佐藤研吾・富樫数馬・阿部修 (防災科学技術研究所雪氷防災研究センター)

Automation of wet snow supply method for snow accretion experiment

Kengo Sato, Kazuma Togashi and Osamu Abe

(Snow and Ice Research Center, NIED)

1. はじめに

着雪メカニズム解明のためには、本来現地観測が望ましいが、着雪現象は発生頻度が低く、発生条件が厳しいため、観測データは少ない。そのため人工着雪試験により系統的にデータ蓄積することが必要であり、風洞を用いた電線着雪などが実施されてきた。しかしながらいままでは、各研究者が目的に照らし合わせた湿雪作成や降雪方法で実施してきており、その方法はそれぞれ異なる。

本研究では、着雪試験の再現性や効率性を向上させるための、湿雪の作成方法や風洞への供給方法の取り組みを紹介する。

2. 従来に着雪実験方法

湿雪を用いた試験は主に電線着雪の分野で実施されてきた。藤野(1978)、若浜(1979)は、自然降雪または保存された乾雪を風洞に投入し、その降雪と同時に水を噴霧し、湿型着雪を模擬した試験を行なった。若浜(1980)は、自然湿降雪を低温室の風洞内に導き、鉛直方向での着雪実験を行った。Sakamoto(2000)は、低温室で保管していた乾雪塊を0~2℃の実験室内のベルトコンベアに載せて、開放型風洞の吹き出し口上部まで移動させる間に湿雪化させ、風洞吹き出し口に落下させた。乾雪に水を噴霧する方法は簡易であるが降雪と水が別々にサンプルに衝突することから実際のメカニズムとの違いが懸念され、0~2℃で湿雪させる場合は短時間では均一に湿雪化させることが難しく、自然の湿雪降雪の利用は、一冬季の機会が少ないなど湿雪の作成方法の課題が上げられる。

そのため、本研究では金網を回転することにより、湿雪を擦切ながら降雪させる手法を開発し、半自動的に湿雪着雪試験をする方法を試みた(図1)。

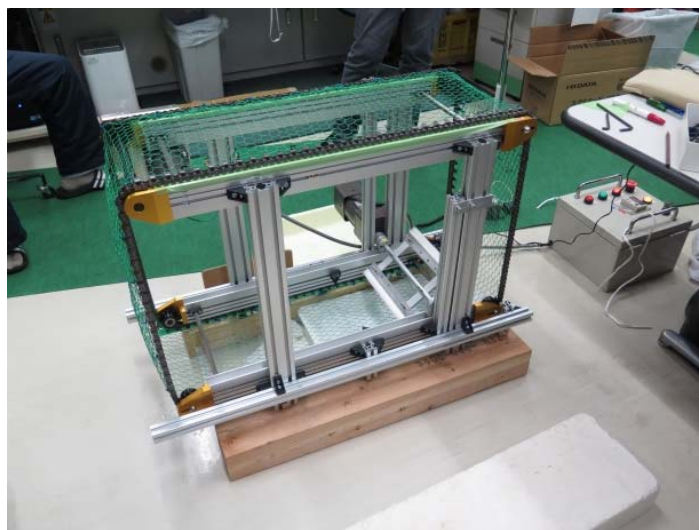


図1 湿雪供給装置の外観

3. 回転式湿雪供給装置の動作試験

3.1 試験方法

本研究は、防災科学技術研究所雪氷防災研究センターの雪氷防災実験棟で行なった（図2）。

実験で使用した湿雪は、人工的に降雪させた乾雪を一定の温風で通風する方法、または1℃で24時間程度放置して作成した。

風洞上部に本研究で製作した回転式の湿雪供給装置の回転網の下部に設置する。回転する網の移動により湿雪は擦り切れられ風洞内に落下する。網に残った湿雪は回転子により風洞内に叩き落とされる。本試験では、多量の湿雪をもたらす南岸低気圧を想定して風速10m/sで、着雪試験の自動化のための供給装置の性能試験を実施した。

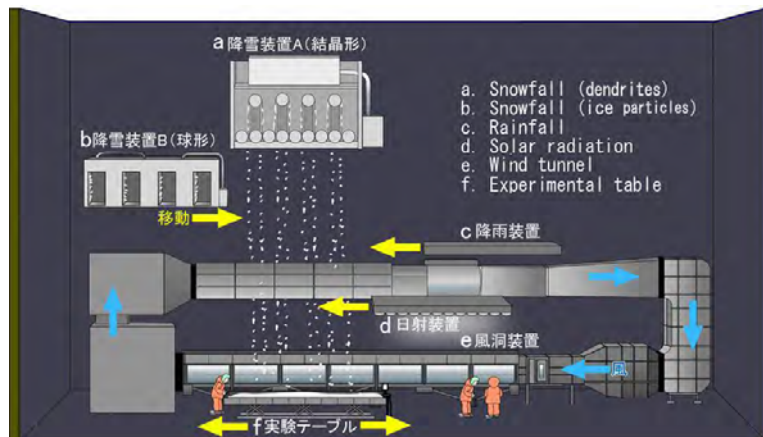


図2 低温室内の実験装置概要

3.2 供給装置の特徴

湿雪はケースに入れて回転網上に設置する（図3）。湿雪ケース下の部分の回転網は透明の亚克力板で支えているため、風洞内に直接雪が落ちることがない。そのため、湿雪の投入が進み、重量が減ることによる投入速度の低減はない（図4）。実験時は回転網に接している湿雪が網の移動により風洞上部の開放部に移動し風洞内に落下する。その際、湿雪の運ばれる量は、湿雪ケースの横に設置した板と網との隙間の大きさで調整できる。

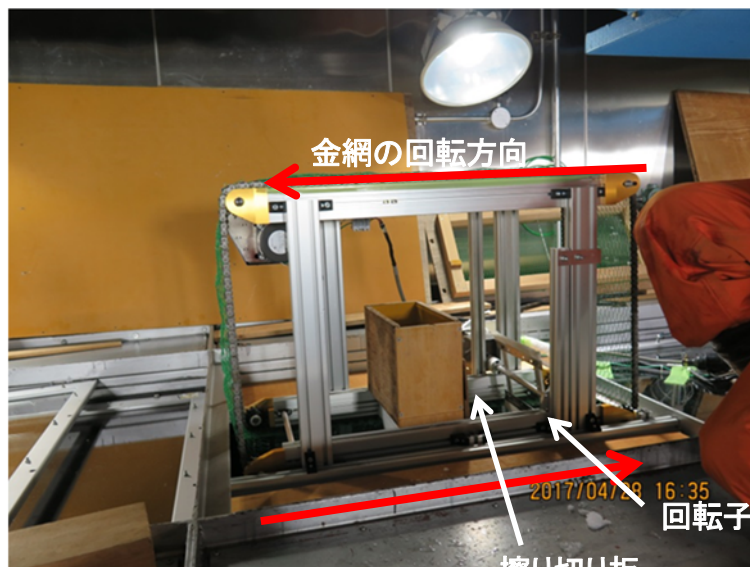


図3 風洞上部に設置された装置

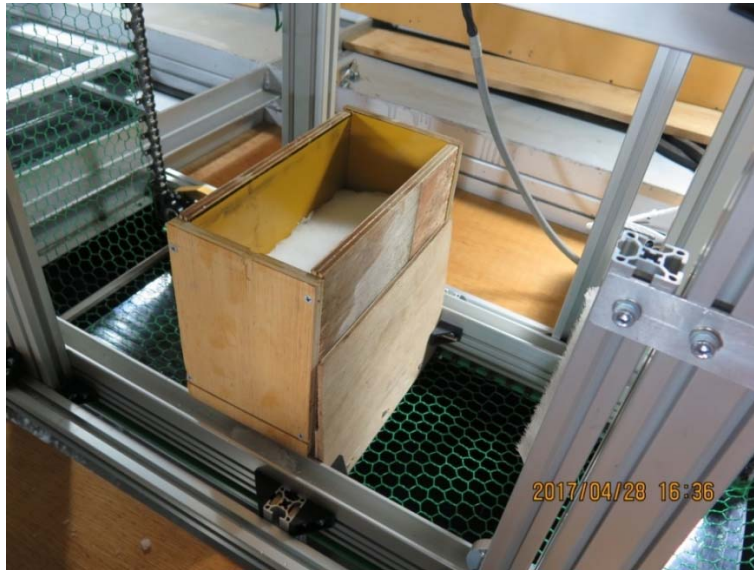


図4 供給装置への湿雪設置方法

回転網の移動により、擦り切られた湿雪は風洞の開放部で落下するが、湿雪は粒子を覆う水膜により付着力が大きいため網目に付着したままの場合もある。この残った網目に付着した雪は回転子により叩き落とす。これにより、全ての雪が安定して風洞に投入される。

風洞内で浮遊する飛雪粒子は、網により、数ミリ程度の切片として浮遊する（図5）。



図5 湿雪の飛雪状況

3. 今後の課題

回転網の大きさによる雪片の大きさや飛雪量の増減を調整し、自然環境に近い状況を再現する。本試験では、自動回転により擦り切られる雪粒子が手動に比べて大きいため、浮遊せずに落下する粒子が多く、飛雪量が少なくなる。そのため網の大きさや種類、直径や湿雪塊の供給方法を改良し、高効率化を目指す。

根室北部を対象とした吹雪予測システムの試験運用について

根本征樹・中村一樹・上石 勲 (防災科研 雪氷防災研究センター)

An application experiment of a blowing snow prediction system in Northern Nemuro, Hokkaido

Masaki NEMOTO, Kazuki NAKAMURA, Isao KAMIISHI (Snow and Ice Research Center, NIED)

1. はじめに

防災科学技術研究所 (防災科研) 雪氷防災研究センターでは、2013/14 冬期より、文部科学省 地域防災対策支援研究プロジェクト「北海道中標津町を対象とした吹雪発生予測システム活用と効果的な雪氷防災対策への支援」の一環として、シミュレーションに基づく吹雪予測情報の試験運用を現地自治体と共同で実施し、予測情報を活用した効果的な防災対策手法の構築を進めてきた。当該プロジェクトにより、中標津町役場の防災担当者との密接な協力体制が確立されたほか、研究者側からだけでなく自治体側が自ら能動的に情報提供を研究者側に要望し防災対策について協議するなど、双方向の協力体制および協働による暴風雪対策実践の仕組みが構築された。しかしながら、地域に根差して恒久的に継続する仕組みの構築、更には中標津町と同様に暴風雪災害のリスクを有する周辺地域への応用および展開については、残された重要な課題となっている。特にこの地域においては、町間を跨いだ移動が物流のみならず通勤、通学でも一般的であり、行政界を超えた広域的な視点からの防災対策・取り組みが必要となる。

2. 研究内容

1. に記載した課題も踏まえ、2016 年度より新たに「北海道中標津町の吹雪発生予測システムを核とした根室地方北部の冬季地域防災対策の高度化」として、中標津町においてこれまで開発を進めてきた面的な吹雪発生予測システムおよびそれに基づいた研究者と地域との協力体制をモデルとし、持続的な暴風雪対策を現地において実施する手法を確立するプロジェクトを開始した (文部科学省 地域防災対策支援研究プロジェクト)。当該プロジェクトにおいては、中標津町において取り組んできた協力体制モデルを周辺地域 (根室地方北部：標津町、羅臼町) に展開し、近隣自治体との連携を深めるとともに、当該地域の冬期防災対策・体制を、学術的結果を背景としてより強固なものに拡張すること、および研究機関と当該地域との協力体制モデルの構築も目指す (図 1)。なお、雪氷防災に関する防災教育、啓発活動も併せて実施し、地域住民の基礎防災力向上も図る。

吹雪予測について、防災科研雪氷防災研究センターで開発した雪氷災害発生予測システム (Nakai et al., 2012) の一部をなしている吹雪予測モデルに基づき、中標津町周辺における気象場、吹雪強度に関わる諸量 (視程、吹雪量など) を数値モデルにより計算し、予測値を得ている。吹雪予測モデルの詳細については佐藤ら (2004, 2012) に示されているが、基本的には、地域気象モデルにより風速などの気象要素を計算し、得られた結果をもとに吹雪モデルにより吹雪濃度の鉛直一次元分布や視程等を算出する。一般に、吹雪による雪の移動量 (飛雪流量) は雪面から離れるにつれて小さくなり、これに対応して視程は良くなる。吹雪モデルの計算において、小型乗用車のドライバーから見た時の視程を想定し、高さ 1.2 m における視程の値を求めている。気象要素の予測データとして、気象庁から配信されている気象庁メソスケールモデル (MSM) (石田, 2005) による格子点データを用いて対象地域の気象予測を水平分解能 5 km で得ている。これにより、38 時間先までの予測データを 1 日に 8 回、1 時間ごとに得ることが可能となる。

吹雪予測のほか、ライブカメラ等を活用した吹雪のモニタリングも実施し、吹雪危険度の現況判断に積極的に活用している。これまで、中標津町においては、4 台のモニタリングカメラを道路付近に設置し、吹きだまり状況のモニタリングも実施してきた（根本ほか，2015）。これらのカメラは日中、1 時間毎の静止画撮影のみであるが、独立電源型で商用電源が不要であり、設置場所の自由度が高いものである。道路近傍に設置可能なため、これらのカメラにより得られた吹雪、吹きだまり状況の画像は、吹雪、吹きだまり発生状況が良くわかるものであった。そのため、標津町、羅臼町においても、2017 年 1 月下旬から、試験的に 4 台のモニタリングカメラ（ハイクカム SP158-J、(株)ハイク）を道路付近に設置した。設置場所については、標津町、羅臼町それぞれの役場の防災担当者と協議し、吹雪、吹きだまりが頻繁に発生し、かつスクールバスや農業用車両がほぼ毎日通行する、町道における重要な路線沿いに設置した。これらのカメラの映像データはカメラ販売会社の専用サーバーに保存され、現状では閲覧にパスワード認証が必要である。そのため今冬においては町役場関連の職員（防災担当、道路管理担当、教育委員会など）にのみ映像を公開する試験運用とした。

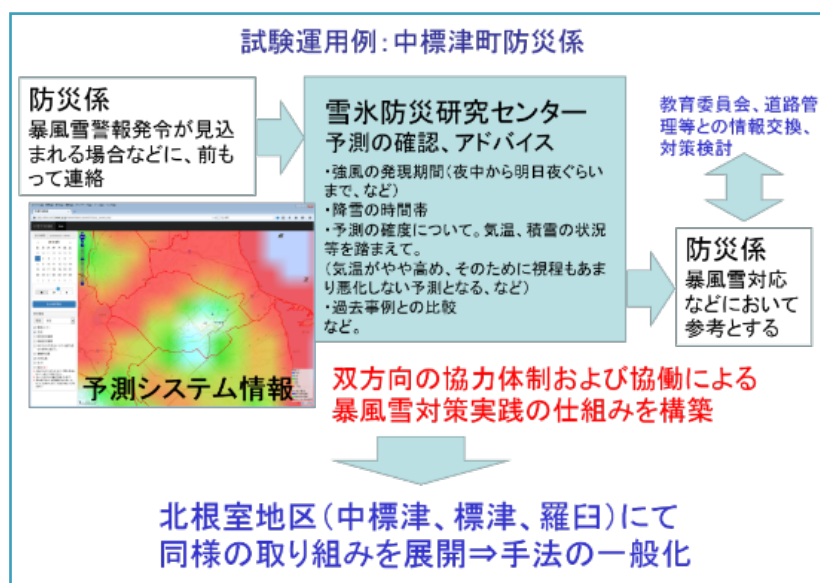


図1 中標津町での取り組みの一般化に関する概念。

3. 試験運用概況、今後の課題

図2に視程の予測表示の例を示す。予測対象を沿岸域（標津町、羅臼町）まで拡張するため、海岸線付近の取り扱いに改良を要した。今回は海陸比 0.1（計算点における陸地の割合が 10%）以上を陸地として処理することで、陸地以外での不自然な視程表示を軽減した。

図3に、本業務の試験運用で実施した項目についてまとめた。予測モデルの試験運用の例として、2017 年 2 月 2 日における吹雪予測結果（視程）を図3に示す。当日は現地調査も実施しており、明け方早い時間帯から根室地方で吹雪が発生し、日中 10 時頃には根室北部の広い範囲で吹雪が強まり、視程が悪化する地域や、吹きだまりが生じた地域があったことが確認されている。予測では明け方から吹雪により視程が 100m 以下まで悪化しているとともに、12 時ごろには、中標津町と標津町の広い範囲で視程が回復し、吹雪が徐々に終息段階にあることなどが理解できる。こうした吹雪強度の時間、空間変化の予測値の妥当性については、町役場防災担当職員を対象としたヒアリングおよび当該研究における現地視察からも確認しており、本モデルは吹雪・暴風雪の発現タイミングおよび発現場所を概ね適切に予測できていた。ただし、図3において、12 時の段階で中標津町の予測値は視程悪化を示していないが、11 時 19 分の写真では町の郊外で局所的な視程障害が認められるなど、予測と実測との差異も見られた。中標津町を対象とした過去の試験運用において、警報レベルの極端に強い暴風雪はその発生タイミング等を精度よく予測できていたが、2016/17 冬期に頻繁に見られた、警報レベルに

至らない吹雪については、本来局所的かつ時間変動が激しい現象である吹雪現象について 5km メッシュの解像度で予測することの課題が浮き彫りとなった。

2017 年 1 月より、標津町、羅臼町において新たに設置したカメラにより得られた吹雪、吹きだまり状況の画像を図 4 に示す。道路近傍に設置可能なため、吹雪、吹きだまり発生状況が明確であるのは中標津町におけるモニタリングカメラ（根本ほか，2015）と同様である。カメラの時間インターバルは基本的に 1 時間毎としたが、標津町役場からは、有用性が高いこと、また時間インターバルを短くすることでよりきめ細かな道路状況判断に活用可能である等の指摘を受けて、2017 年 2 月 24 日以降は設定を変更し、30 分毎に画像を取得した。

予測データやモニタリングデータに基づき、吹雪発生が見込まれる場合には、町役場の防災担当者と連絡を取り、予測された吹雪強度や継続時間、さらには予測値の妥当性について言及するなど、予測値の試験活用に関するアドバイスも実施した。

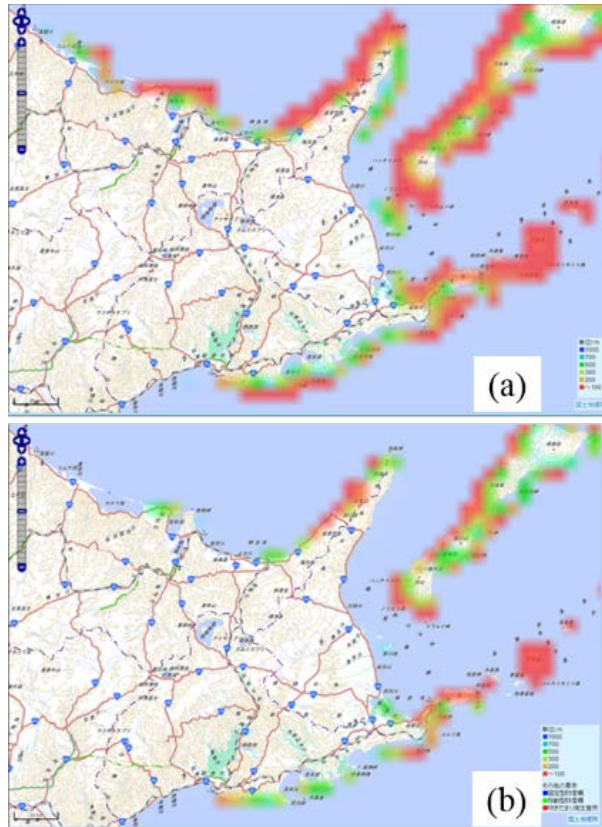


図 2 視程の予測表示例（2017/1/11 9:00）. (a):海陸比 0（計算点における陸地の割合が 0%）以上を陸地として計算（従来の手法），(b): 海陸比 0.1（計算点における陸地の割合が 10%）以上を陸地として計算。

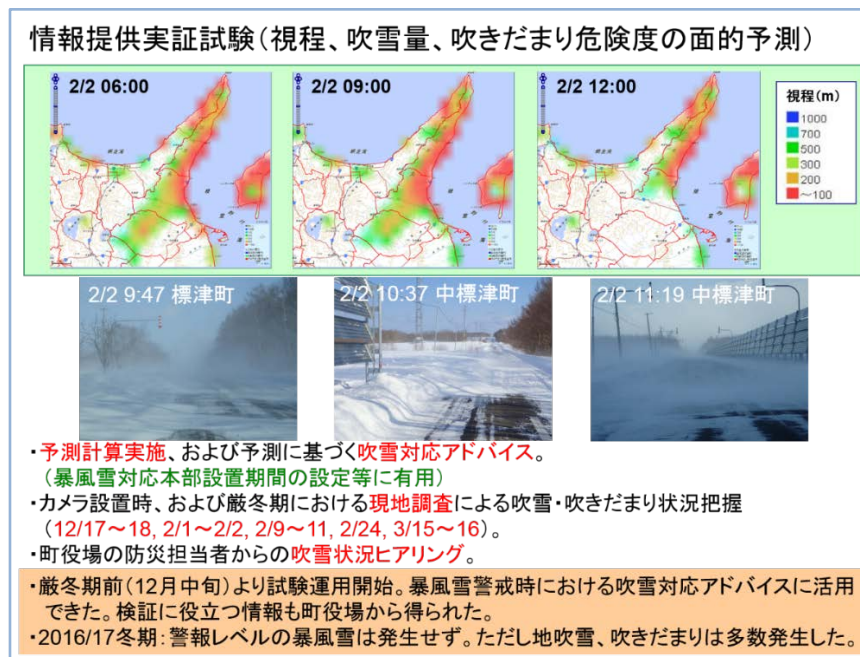


図 3 2017 年 2 月 2 日における視程予測例，および本業務の試験運用で実施した項目の概要。実際の予測では 1 時間毎に予測値を発信している。吹雪対応アドバイスや状況ヒアリングのほか，現地調査も随時実施した。

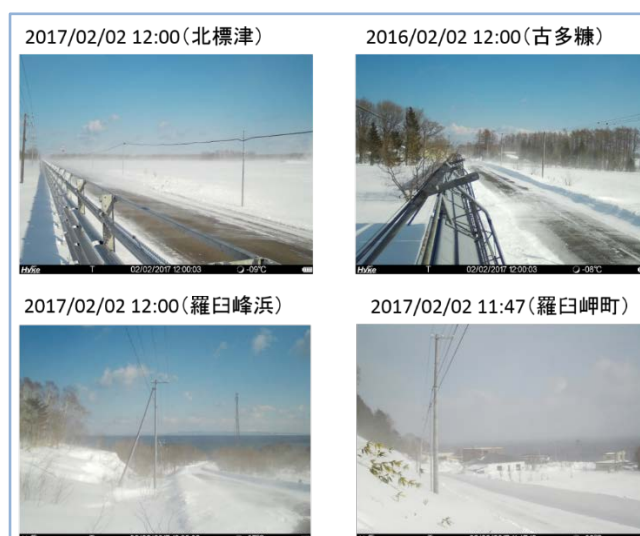


図4 モニタリングカメラにより得られた標津町，羅臼町の吹雪，吹きだまり状況の画像（2017年2月2日，12時頃）。

謝辞

本研究は文部科学省委託事業「地域防災対策支援研究プロジェクト」の助成を受けている。また当該プロジェクトの実施において，中標津町役場総務部総務課の徳永博之氏，上田 龍氏，標津町役場住民生活課の和田直人氏，羅臼町役場総務課の川口勇也氏に多大なご協力を頂いた。ここに記して感謝いたします。

参考文献

- 石田純一 (2005): 新しいメソ数値予報モデル，平成 17 年度数値予報研修テキスト（気象庁予報部），14-17.
- Nakai, S., Sato, T., Sato, A., Hirashima, H., Nemoto, M., Motoyoshi, H., Iwamoto, K., Misumi R., Kamiishi, I., Kobayashi, T., Kosugi, K., Yamaguchi, S., Abe, O. and Ishizaka, M. (2012): A Snow Disaster Forecasting System (SDFS) constructed from field observations and laboratory experiments, *Cold Regions Science and Technology*, 70, 53-61.
- 根本征樹，上石 勲，中村一樹 (2015): 2014/15 冬期における北海道中標津町での吹雪予測システム試験運用について，*東北の雪と生活*, 29, 51-54.
- Saito, K., T. Fujita, Y. Yamada, J. Ishida, Y. Kumagai, K. Aranami, S. Ohmori, R. Nagasawa, S. Kumagai, C. Muroi, T. Kato, H. Eito and Y. Yamazaki (2006): The operational JMA nonhydrostatic mesoscale model, *Monthly Weather Review*, 134, 1266-1298.
- 佐藤威，根本征樹，上石勲，本吉弘岐，中井専人 (2012): 吹雪による視程障害の予測とその検証 — 2010/2011 冬期の新潟市による吹雪対策への活用事例 —，*防災科学技術研究所主要災害調査*, 第 47 号, 103-112.
- 佐藤威，岩本勉之，中井専人，小杉健二，根本征樹，佐藤篤司 (2004): 吹雪に伴う視程悪化の広域予測手法，*寒地技術論文・報告集*, 20, 332-337.

不定形氷粒子の回転氷円盤に対する動的剪断付着力

阿部 修 (防災科学技術研究所)・香川博之 (金沢大学)

Kinetic shear cohesion of irregular-shape ice particles on a rotating ice plate

Osamu ABE (Snow and Ice Research Center, NIED)

Hiroyuki KAGAWA (Institute of Science and Engineering, Kanazawa University)

1. はじめに

1950年代に Nakaya and Matsumoto (1954)と Hosler *et al.*(1957)によって氷球どうしの付着力が測定された。いずれも糸で吊り下げた2つの氷粒子を静かに接触させ、その後、糸を互いに遠ざけて氷球が離れたときの糸の角度と氷球の質量から接触力を求めるというものであった。阿部(2007)は回転円盤に異なる大きさの氷粒子をばらまき、付着した場所の回転半径と回転数、および質量から動的な剪断付着力(以下、単に付着力と呼ぶ)を求め、それが粒子径のほぼ2乗に比例することを報告した。しかし、これらの付着力は、ガラスビーズ-氷盤、氷粒子-ガラス盤について求めたものであり、氷粒子-氷盤の付着力は測定していなかった。

そこで今回は、2016年10月25-28日に氷粒子-氷盤の付着力を室温-15、-10、-5および-1℃において測定したので、この結果を報告する。

2. 測定原理

前報と同様に回転する円盤の最も外側に付着した粒子の付着力 F は粒子にかかる遠心力 C より大きいはずである(図1)。すなわち次式が成り立つ。

$$F \geq (4/3)\pi r^3 \rho R_{\max} \omega^2 \quad (1)$$

ここで、 π : 円周率、 r : 球形粒子半径、 ρ : 氷の密度、 $R_{\max}$: 付着した場所の回転半径の最大値、 ω : 遠心加速度である。ただし、ここでは不定形の粒子を用いたので r の代わりに粒子の面積相当半径 r_s を用いた。

3. 測定方法

測定装置は回転円盤、光電センサー、回転計、温湿度センサーおよびデジタルカメラから構成されている(図2)。回転円盤の表面に氷膜を形成させるには、今回はガラス円盤に浸透膜を通した水をスプレーで散布し、表面が水の表面張力で滑らかになった状態で凍らせた。厚さは0.5~0.3mmであった。氷膜を構成する氷の結晶方位はバラバラで粒径は約1mmである。一方、付着させる氷粒子は、2016春に採取した大粒ざらめ雪(径0.5-2.0mm)と同年8月に作製した樹枝状の人工雪(径1mm未満)である。いずれも不定形であった。

まず、円盤を回転させ、それに直上から粒子を散布し、円盤半径の中間付近に付着する粒子と付着しない粒子の境界が来るように回転数を調節する。もし、境界が円盤の半径より外側にはみ出したなら、回転数を落としてやり直した。なお、回転数は円盤に光電センサーを遮る突起をつけて、その時間間隔を回転計で測定して求めた。適当な回転数となったなら、回転を止めて付着した粒子が含まれる範囲をデジタルカメラで接写し、画像解析(Adobe Photoshop

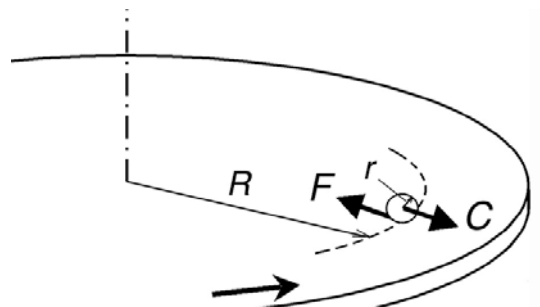


図1 測定原理

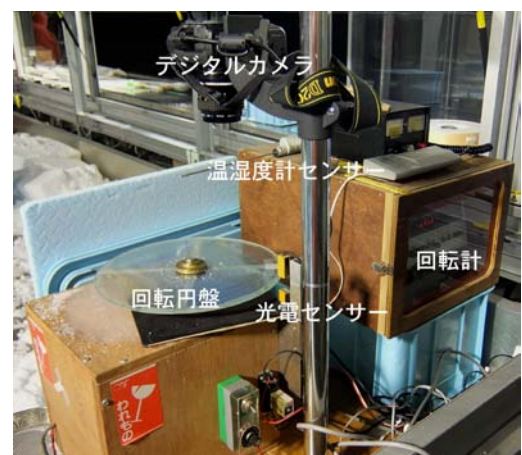


図2 測定装置

CS3) により各粒子の投影面積, 周辺長および重心位置の回転半径を求めた。

4. 測定結果

図3は室温・ -15°C と -1°C の場合の粒子の周辺長相当半径と付着力の関係を示したものである。湿度はそれぞれ63, 66%と割合乾燥していた。これによれば融点に近いほど付着力が大きくなっていることがわかる。また、 -1°C の場合は -15°C の場合より近似直線の傾きがわずかに急になっている。一般に、接触面積に依存する付着力は半径に比例、摩擦によるものは質量すなわち半径の3乗に比例することから、今回用いた粒子半径0.3~1mmの範囲では摩擦の効果が大きいと考えられる。なお、ここでは静電気による付着力は考慮しなかった。

図4は半径0.5mmの付着力の温度依存性を前報のガラスビーズ-氷盤、氷粒子-ガラス盤のものと比較したものである。ただし、ここでの気温は温湿度センサーにより測定装置付近で実測したものである。これによれば、付着力はいずれの温度範囲でも前報より小さいという結果が得られた。

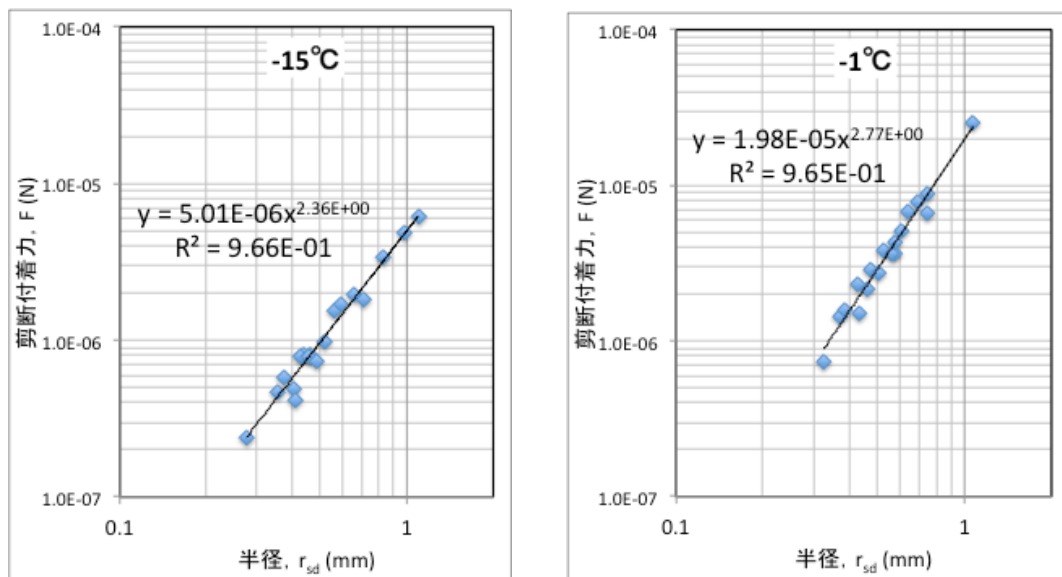


図3 -15°C (左) と -1°C (右) の粒子面積相当径と剪断付着力の関係

5. まとめ

今回測定した氷粒子-氷盤の付着力がガラスビーズ-氷盤、氷粒子-ガラス盤のものより小さくなった原因については、前報では湿度が80~90%だったのに対して、今回は60~70%と低かったことが挙げられる。Nakaya and Matsumoto(1954)らの報告にもあるように、湿度が付着力に与える影響も大きいので、今後は湿度を厳密に制御した環境下で実施する必要がある。

謝辞：本測定は富樫数馬、大川源造両氏のサポートの下に行われた。文献をご教示いただいた対馬勝年富山大学名誉教授に感謝の意を表します。

【文献】

阿部修, 2007: 回転円盤による雪粒子の剪断付

着力の測定法, 雪氷, **69**(5), 601-609.

Hosler, C.L., Jensen, D.C. and Goldshlak, L., 1957: On the aggregation of ice crystals to form snow, *Journal of Meteorology*, **14**, 415-420.

Nakaya, U. and Matsumoto, A., 1954: Simple experiment showing the existence of "Liquid water" film on the ice surface, *Journal of Colloid Science*, **9**(1), 41-49.

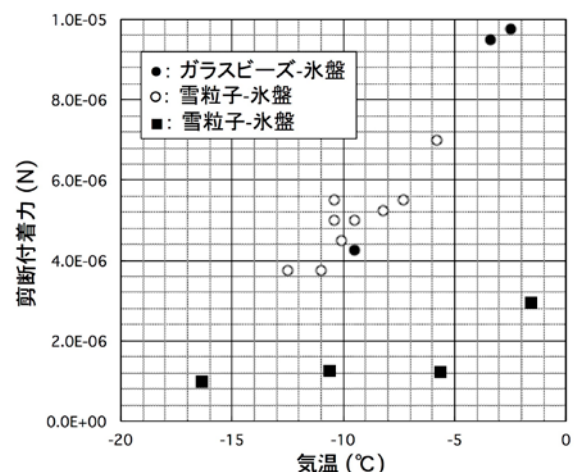


図4 粒子相当半径0.5mmの付着力の温度依存性

雪氷用 X 線 CT 装置を用いた湿雪試料中の水分分布の可視化

安達聖 (防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター)

勝島隆史 (森林総合研究所)

山口悟 (防災科学技術研究所 雪氷防災研究センター)

Visualization of fingering flow in dry snow by using X-ray Computed Tomography

Satoru ADACHI (Snow and Ice Research Center, NIED)

Takafumi KATSUSHIMA (Forestry and Forest Product Research Institute)

Satoru YAMAGUCHI (Snow and Ice Research Center, NIED)

1. はじめに

これまでに雪氷試料の非破壊三次元計測には X 線 CT 装置や MRI などが用いられてきた。特に湿雪試料内部の水分分布や、水の挙動を可視化するためには雪氷用 MRI の使用が求められる

(安達ら, 2016)。また, 安達ら (2015) は湿雪試料を対象に X 線 CT と MRI によって撮像された両者の画像を合成することにより, 空間分解能: $72\ \mu\text{m}$ という高い分解能で, 空隙, 雪粒, 水の判別が可能な三次元データセットを取得することに成功した。しかし, MRI の空間分解能は数十 μm 程度が限界であるのに対し, X 線 CT の空間分解能は数 μm 程度の撮像が可能である。よって, より高分解能での水分分布の計測が求められる場合には X 線 CT 単独での撮像もしくは, まったく別の撮像手法が検討する必要がある。

X 線 CT による雪氷試料の撮像は, 乾雪試料を対象とする場合に極めて有用な方法であるが, 湿雪試料の撮像には不向きである。なぜなら湿雪試料中の水 (液体の水) と雪粒子 (固体の水) では, 密度に差はあるがどちらも「水 (H_2O)」であるため, X 線吸収係数が図 1 に示すように非常に近い値である。そのため, 湿雪試料を対象に X 線 CT で高分解能撮像を行なった場合には, 取得される X 線 CT 画像からは水と雪粒子の輝度値に明確な差は現れず, 両者を判別することは難しい。

そこで, 本稿では, X 線 CT 単独での撮像で湿雪試料内の水分分布を高分解能で可視化する方法について提案する。

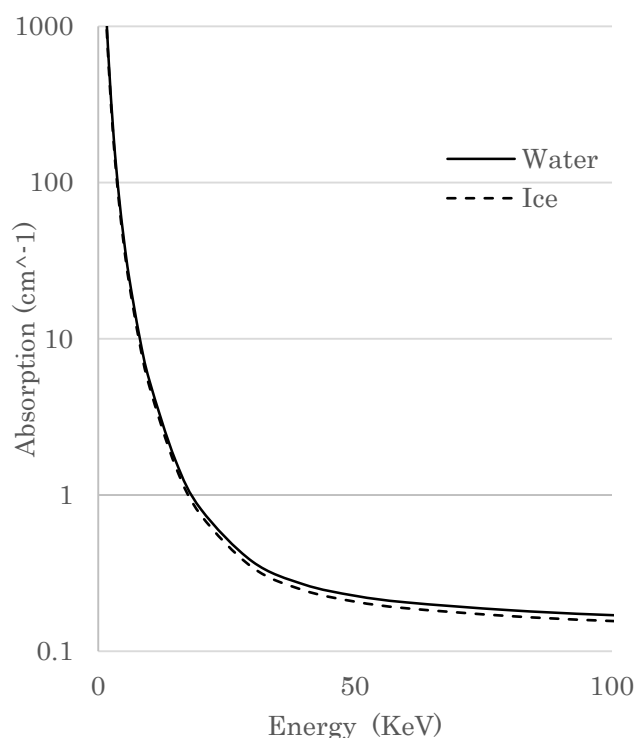


図1 水と氷の X 線吸収係数

本研究では X 線光子エネルギー 44 keV に設定

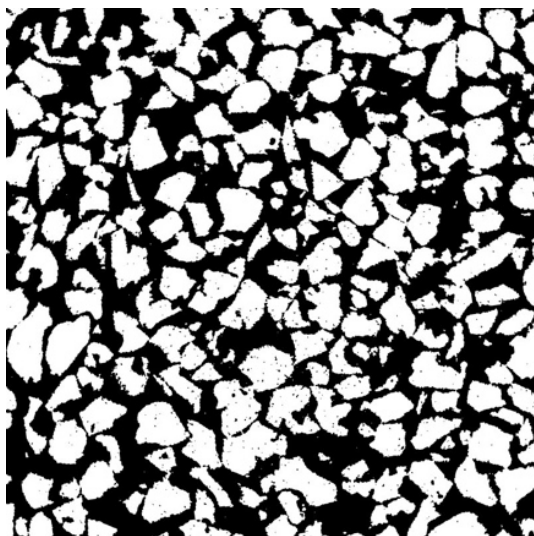
2. 撮像方法

X線CT装置にはSCANCO MEDICAL社の μ CT 35（以下、 μ CT）を使用した。 μ CTの仕様は表1に示す。通常 μ CTは常温の実験室でマウスやラットのような小動物の骨などを撮像対象に微細構造の撮像などに用いられる装置である。本研究で使用した μ CTは雪氷試料を撮像対象としているため、0℃以下に設定された低温室で稼働させる必要がある。そのため、スキャナー部分などに使用されている潤滑油は低温に対応したものを使用している。また、装置自身の温度変化によって生じる画像歪みについては、低温条件で画像校正用の標準試料を撮像し標準試料の画像を用いて歪み校正している。スキャナー部は-15℃に設定した低温室内に設置し、制御用コンソールは常温の実験室に設置した。スキャナーとコンソールは低温室の壁に設けられたダクトを通じて接続している。

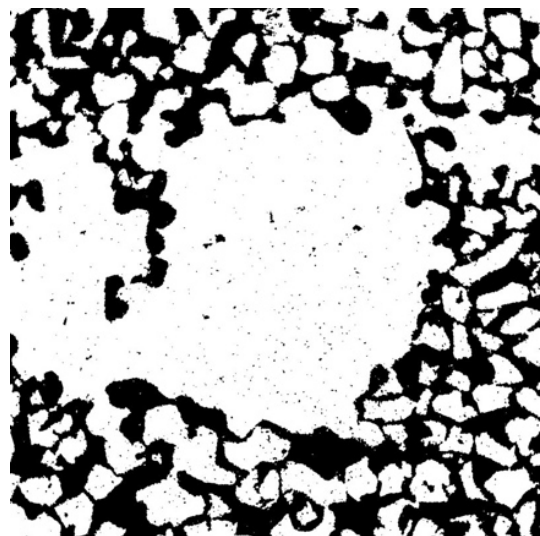
撮像試料には冬季に採集した自然積雪を-15℃に設定した低温室に保管していたものを使用した。この自然積雪は融雪期に採取したもので主にざらめ雪である。この自然積雪を粗く砕き、目開きが1mmと1.4mmの2種類のふるいを使用し、粒径を1～1.4mmそろえ、直径30mm、高さ100mmの円筒形のサンプルホルダーに充填したものを雪試料とした。

試料の撮像は以下の手順で行なった。

- 1) -15℃に設定された低温室内に設置された μ CTを用い、乾いた状態の雪試料の撮像を行う（図2-a）。
- 2) 撮像終了後、雪試料を μ CTから取り出し、0℃に設定した低温室に移動し保管する。
- 3) 行き試料の温度が十分に室温に馴染んだのを確認したのち、0℃の水を雪試料の中心に向けて上方から供給する。
- 4) 雪試料を再度低温室内の μ CTに収め、供給した水が完全に凍結したことを確認したのちに撮像を行う（図2-b）。



a, 雪試料に水を供給する前のX線CT画像



b, 雪試料に水を供給した後のX線CT画像

図2 ざらめ雪（粒径：1-1.4 mm）のX線CT画像（カンバスサイズ：16 mm×16 mm，空間分解能：20 μ m）

表1 μ CT35仕様

ピークエネルギー	30-70 k Vp
最大測定範囲（直径）	37.9mm
最大測定範囲（高さ）	120mm
自動サンプル切り替え機	最大8ホルダー
分解能	1.75-72 μ m
イメージマトリクス	512×512～4096×4096
スキャナー重量	210kg
大きさ（W×D×H）	115×49×83cm

図2は雪試料のX線CT三次元画像から同一の高さの水平断面画像の一部を切り出したものである。図中の黒色部は雪試料の空隙を示し、白色部は雪粒子または空隙に水が空隙に侵入し凍結した箇所を示す。図2-bは図2-aの間隙の一部に水が侵入し、その後凍結した画像であるが、この画像からは雪粒子と侵入した水を判別することはできない。

3. 画像処理手法

図2から雪粒子と侵入した水と空隙を判別するためには、図2から差分画像と合成画像を作成することが必要である。本研究では差分画像の作成のため、フリーの画像解析ソフトのImageJ (<https://imagej.nih.gov/ij/>)を使用した。以下にImageJを使用した差分画像の作成手順を示す。

- a) ImageJを起動し、水を供給する前の雪試料（以下、乾雪試料）と水を供給後の雪試料（注水試料）の両者のX線CT三次元データセット（以下、3D画像）を開く。[File – Import - Image sequence]
- b) 両者の3D画像を2値化する。[Image – Adjust – Threshold]
- c) どちらかの3D画像を回転させ、画像の位置合わせを行う。[Image – Transform – Rotate]
- d) 両者の画像から差分画像を作成する（図3）。[Process – Image Calculator (Image1:注水試料画像, Operation: Subtract, Image2: 乾雪試料画像)]
- e) 差分画像の色調を調整する。
- f) 乾雪画像と差分画像の合成画像を作成する（図4）。[Process – Image Calculator (Image1:乾雪試料画像, Operation: Add, Image2: 差分画像)]

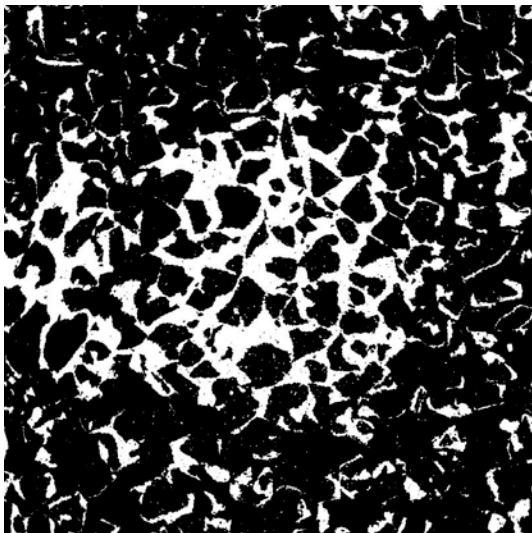


図3 雪試料の間隙に侵入した水のX線CT画像
図2から得られた差分画像

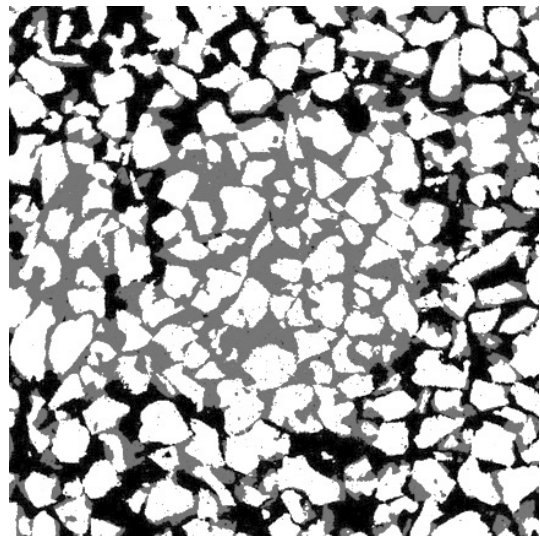


図4 湿雪試料中の水分分布X線CT画像
図2a, 図3から得られた合成画像

図3は図2の画像処理から得られた雪試料の空隙内に侵入した水分分布の様子を示す。さらに図4に示すように図3と図2aを合成することにより、雪粒子、水、空隙を把握可能な高分解能な三次元データセットを取得することが可能である。

4. まとめ

雪試料への水の供給の前後で μ CT を用いて撮像し、両者の画像を用いて画像処理を行うことにより、雪氷試料中の水分分布の様子が可視化できることが示された。しかし、雪試料の温度が上下すること、ある程度の撮像時間と放置時間が必要なことにより、2 度の撮像の間に雪粒子の昇華や移動が見られる。この問題の解決のためには X 線 CT 装置の設置環境温度を 0 °C 付近に設定するなどの対策が必要である。また、雪試料に水を供給してから、水が凍結するまでに時間が経過してしまうと、雪粒子の変態や水が下方に移動してしまう恐れがある。そのため、水の供給直後の水分分布を捉える必要がある場合は液体窒素などを用いて急速に供給水を凍結させることが必要である。

今後は雪粒子の種類・間隙の大きさと流路に注目し解析を進めることにより、積雪内のフィンガー流の発生・発達過程を明らかにする予定である。

【引用文献】

安達聖, 山口悟, 中村一樹, 2015: 雪氷用 X 線 CT/MRI 三次元画像合成による湿雪流の液体分布の可視化, 雪氷研究大会 (2015・松本) 講演要旨集, 55.

安達聖, 勝島勝史, 山口悟, 尾関俊浩, 2016: 雪氷用 MRI による積雪内部の選択流の可視化, 雪氷研究大会 (2016・名古屋) 講演要旨集, 204.

2017 年 3 月 27 日に栃木県那須町で発生した雪崩の概要

中村一樹・小杉健二・根本征樹・上石 勲（防災科研 雪氷防災研究センター）

On the avalanche occurred on March 27, 2017 at Nasu-machi, Tochigi prefecture
Kazuki NAKAMURA, Kenji KOSUGI, Masaki NEMOTO, Isao KAMIISHI
(Snow and Ice Research Center, NIED)

1. はじめに

2017 年 3 月 27 日 8 時 30 分頃（推定時刻）、栃木県那須郡那須町的那須岳付近の山岳地で雪崩が発生し、春山登山研修中の高校生と教員が雪崩に巻き込まれ、死亡 8 名（男性教員 1 名、男子生徒 7 名）、重症 2 名（男子生徒 2 名）、中等症・軽症 38 名の被害となった（栃木県 HP）。本稿は、現地の雪崩跡および積雪が時間経過とともに変質する前に災害調査を行った結果、およびそれに基づく雪崩発生原因の推定結果の概要を記載するものである。

2. 調査内容

積雪断面調査は 2017 年 3 月 28 日の 12 時 30 分～16 時 30 分にかけて実施した。現地では救助に当たった消防隊員から情報を得て、雪崩が流下して事故があった沢をスキー場のゲレンデから上り、図 1 の★印で示す標高 1350m 付近にて積雪断面観測を実施した。なお発生した雪崩は調査地点までは到達していないと考えられるが、雪崩のリスクを回避するため、それより上部に位置する埋没地点、雪崩発生地点に行くことは断念した。



図 1 2017 年 3 月 28 日に実施した積雪断面調査の実施箇所（★印で示す）（中村ほか，2017）

3. 結果・考察

図 2 に断面観測結果を示す。調査地点の傾斜角は 35 度、傾斜方向は東向き（方位角 90°）で、積雪深は 305 cm であった。積雪断面観測は、積雪深 200 cm 以上の表層部分を対象に実施した。

雪温について、積雪表面から 100 cm 下までは氷点下で、全て乾き雪であった。積雪表面から 35 cm～37 cm 下にざらめ雪が存在し、それより上は新雪・こしまり雪の層であった。この新雪・こしまり雪の層内には硬度が 1.0 kPa 前後、密度も 50 kg m⁻³ 前後と軽い部分が認められた。後述する粒子形状の観察結果（図 3）も考慮すると、この部分は雪崩の弱層に相当し、今回発生した雪崩は、この弱層よりも上にある層が崩落した乾雪表層雪崩であると推定できる。積雪表面の 0cm～3cm には、やや硬いクラストが認められた。この層は、3 月 28 日日中の日射により形成されたと考える。

気象庁の那須高原アメダス（断面観測実施地点から東に約 5 km 離れた場所に位置する）の観測結果では、雪崩が発生した 3 月 27 日の 1 時から 10 時にかけて、積雪深が 0 cm から 34 cm まで急激に増加しており、積雪表層付近の新雪層はすべてこの突発的な大雪によるものである。この大雪は 26 日から 28 日にかけて本州南岸を通過した南岸低気圧によりもたらされた。

図 3 に、積雪断面中の弱層の位置と雪結晶の写真を示す。積雪表面から約 17cm～30cm 下（特に弱い部分は 22cm～25cm 下）の新雪・こしまり雪層中に雲粒の付着の少ない板状等の降雪結晶の弱層が

検出された (図 3B の部分)。この部分は上述した低密度、低硬度の層である (図 2)。この弱層上に季節外れの大雪となった新雪の荷重が加わり (図 3A の部分)、弱層が破壊されて表層雪崩が発生したと推定される。以上より、今回の弱層は、南岸低気圧に伴う降雪中に、降ってくる結晶の形状が雲粒の付着の少ない板状等の比較的大型の降雪結晶により形成されたものと考えられる。

上述の通り、本稿では雪崩発生の日日に実施した積雪断面観測結果を中心にまとめた結果の概要を記載した。断面観測結果のほか、気象データ (アメダス) や当日の気象状況 (天気図) の詳細に基づく検討結果については、防災科学技術研究所の災害報告 (速報版) (中村ほか, 2017) を参照されたい。

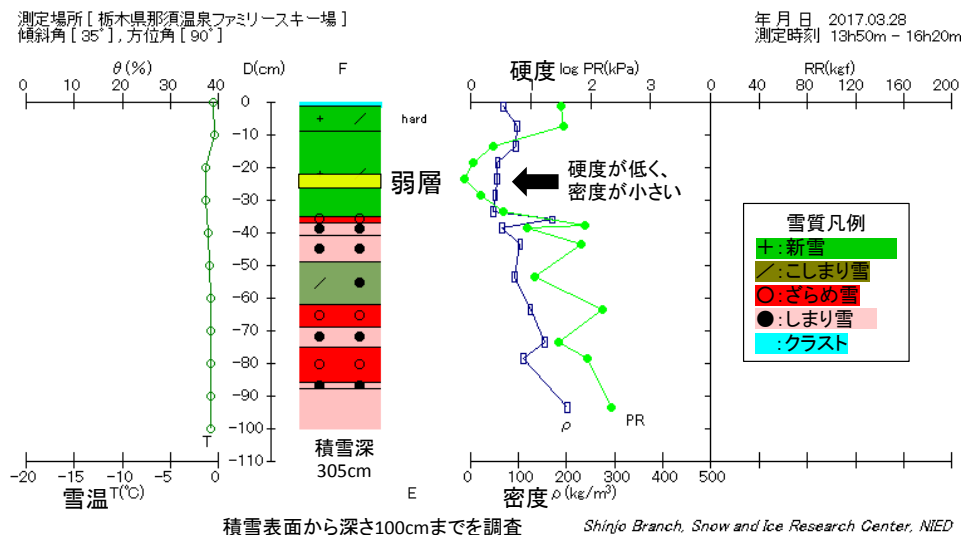


図 2 2017 年 3 月 28 日に実施した積雪断面観測の結果 (中村ほか, 2017)

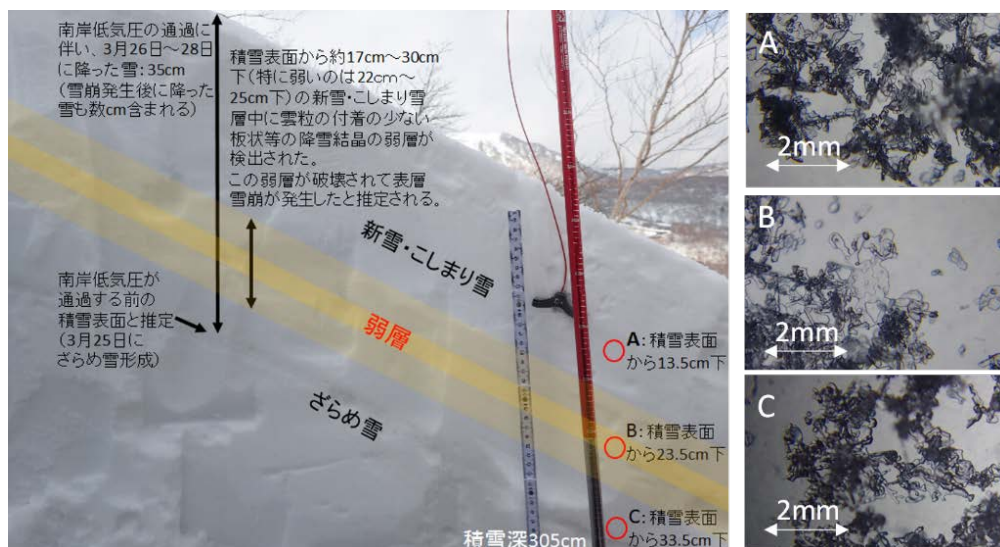


図 3 積雪断面中の弱層の位置と雪結晶の写真 (中村ほか, 2017)

参考文献

- 中村一樹, 小杉健二, 根本征樹 (2017): 災害調査 那須町雪崩災害調査 (2017.3.28 実施) (速報詳細版), http://www.bosai.go.jp/seppyo/kenkyu_naiyou/seppyouusaigai/2017/report_20170328_NasuOnsen.pdf.
- 栃木県ホームページ (2017): 平成 29 年 3 月 27 日那須町で発生した雪崩事故について (第 9 報), <http://www.pref.tochigi.lg.jp/m01/nadarehigai.html>.

表層雪崩の「ハザード管理表」の作成に関する考察

阿部孝幸(正会員)・関口辰夫(国土地理院)

Consideration about making of "hazard management chart" of surface avalanche
Takayuki ABE (Regular member), Tatsuo SEKIGUCHI (Geospatial Information Authority of Japan)

1. はじめに

今年の3月に那須高原で雪崩事故が発生した後、に登山経験者より「簡単に雪崩発生危険度が判別できる資料がないのか？」との話が有った。そこで(秋山, 2015)「雪崩リスクの定量化に関する検討」や「高精度空間情報を用いた表層雪崩の規模推定」、及び、(松下ら, 2015)「雪崩発生条件に関する一考察」等を参考に、検討してみた。なお表層雪崩の事故件数が他種類の雪崩発生件数より多いのは、目視では前兆が確認できない事が課題と考え、これまでの研究資料等を要約し簡単に解りやすい事を目的に、表層雪崩の「ハザード管理表」の作成方法を取りまとめ報告する。

2. 圧密沈下と地熱融雪等による斜面積雪層の変形(積雪層のクリープ現象)

斜面積雪層の変形について(阿部ら, 2011)は関係資料や現場観測により降り始めの降雪は軟らかく図1の様に(2日間で50cm)程降り積もった降雪深が(3日間程で30cm)程沈下し、(10日後には5cm)程の積雪深さとなっている現象を突き止め、このことから降り始めの3日間程の降雪の動きが特に大

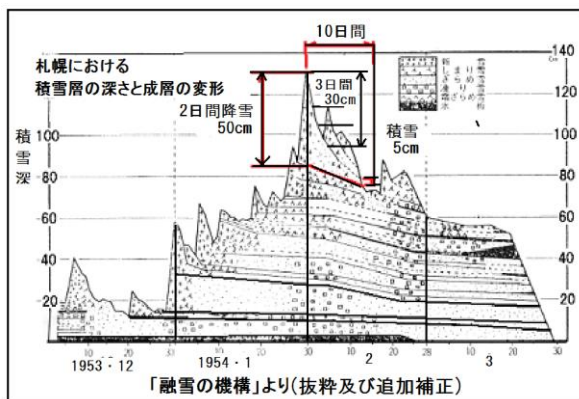


図1 降雪後3日間程の沈降現象が大きい

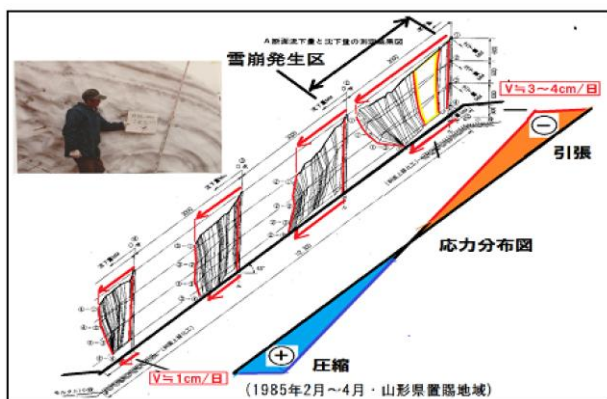


図2 斜面積雪層のクリープ現象と応力分布

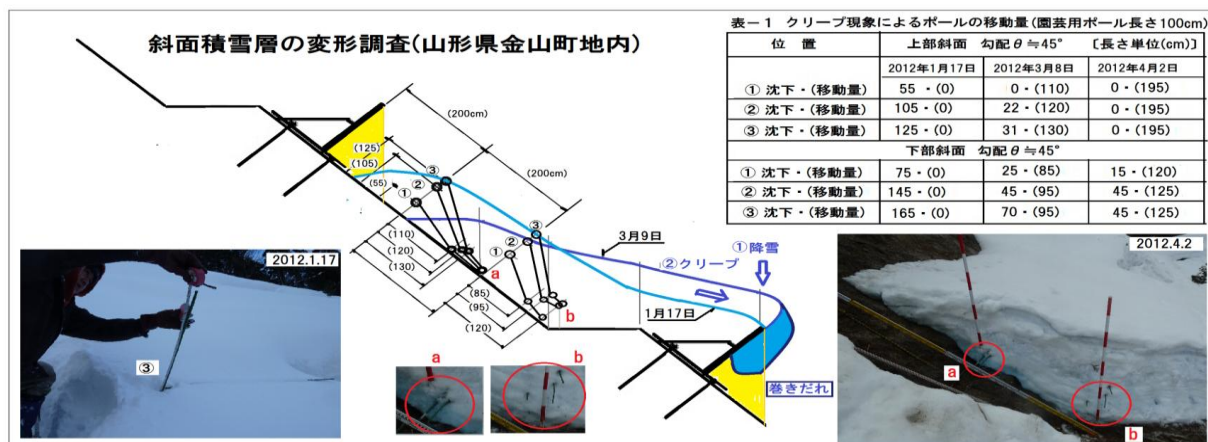


図3 斜面積雪層のクリープ現象の観測資料 (2012年1月27日~2012年4月2日)

きく、下層の締め固まった積雪層の沈降現象(地熱融雪等で $1\text{cm}/3\text{日}$)程とは著しく異なっていることを確認した. また図 2 の様に斜面勾配 $\theta \cong 45^\circ$ の場合の積雪層は, 斜面下の小段付近の流下速度は ($V \cong 1\text{cm}/1\text{日}$) 程であり, 上部斜面(法長 $L \cong 10\text{m}$) では ($V \cong 3 \sim 4\text{cm}/1\text{日}$) 及び積雪層表面では降雪の沈降現象が大きく地盤面付近の流下速度よりは早くなっていることも確認された. このことから斜面積雪層内部の応力分布は上部斜面に引張力, 下部斜面に圧縮応力が発生しているものと推測され, また積雪層全体として断面的には図 3 の様に谷側に沈降しながら移動していることも確認された.

3. 斜面積雪層の安定勾配 $\theta < 30 \sim 35^\circ$

これまでの現場観測等により斜面積雪層の安定勾配 $\theta < 30 \sim 35^\circ$ が確認されている。図 4①～③は斜面勾配 $\theta \doteq 45^\circ$ に設置した柵高 $h=3.5\text{m}$ 、及びグライド柵 $h=0.5\text{m}$ における積雪層の褶曲状況を確認した資料で、柵高さや地盤面の勾配に関係なく積雪層内の褶曲層は勾配 $\theta \doteq 30 \sim 35^\circ$ 程に変形し階段工の様な断面が形成され安定している事が確認される。また図 4 ④～⑥の屋根雪においても同様の現象が確認されており、屋根雪勾配 $\theta < 30 \sim 35^\circ$ の場合に（図⑥ $\theta \doteq 15^\circ$ ）では積雪層の安定勾配以下であることから階段工が形成しない状態で安定していることが確認される。

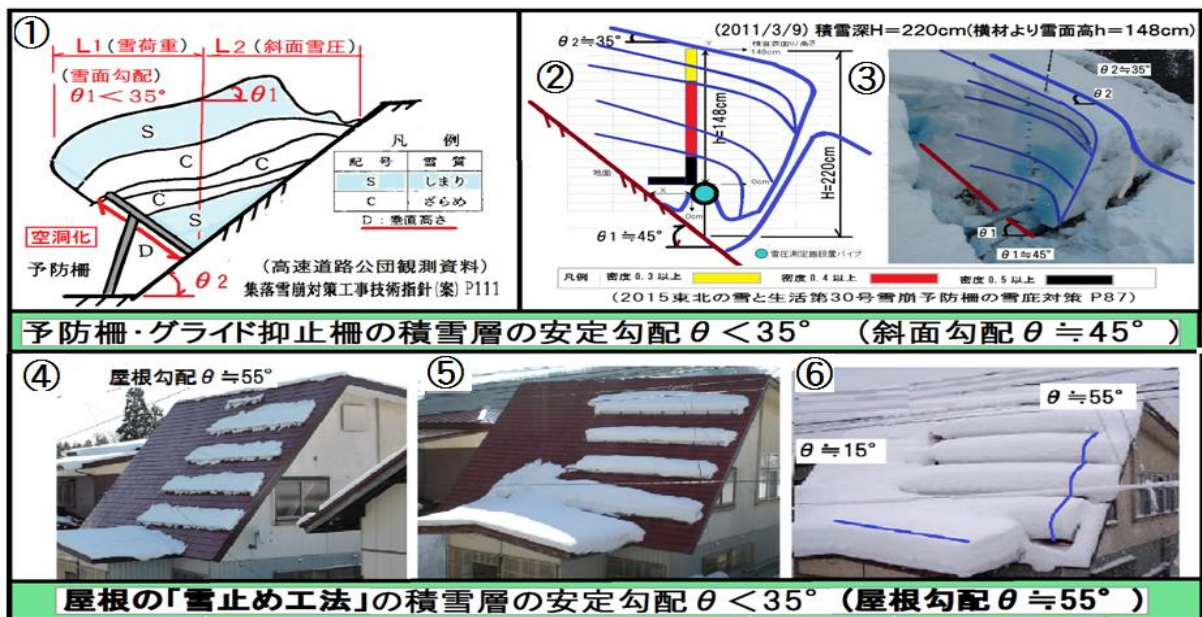


図4 斜面積雪層の安定勾配の確認資料 (積雪層の安定勾配 $\theta < 30 \sim 35^\circ$)

4. 砂を利用した表層雪崩の模擬実験 (斜面積雪層の下部を掘削した場合の表層雪崩)

図 5①は大雪になった早朝に道路斜面法足を除雪した直後に道路面に崩落した雪崩状況である。このように斜面法足の降雪を掘削した場合に(アリ地獄の砂の崩落)の様に発生する雪崩の原因を探るた

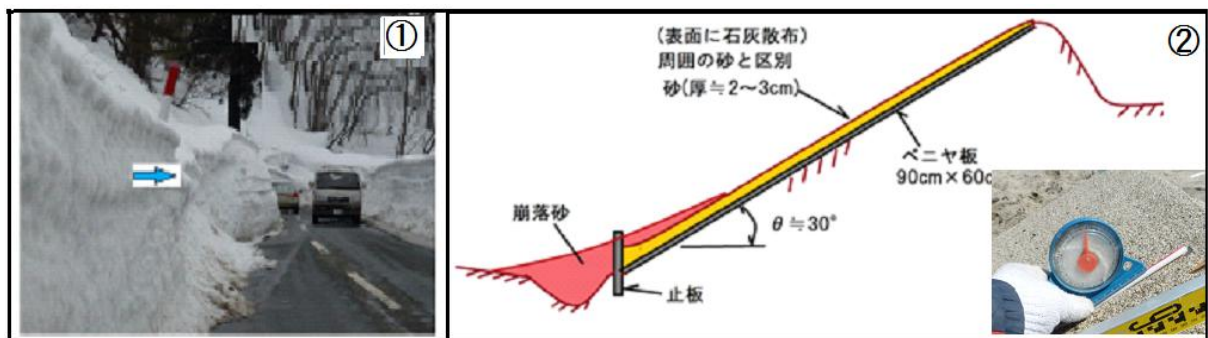


図5 ①道路除雪時に発生した雪崩 ②海岸沿いの砂浜に設置したベニヤ板の実験施設の断面図



図6 砂を利用した表層雪崩の模擬実験 (ベニヤ版・90cm×60cm 勾配 $\theta \approx 30^\circ$ 砂厚 $T \approx 3\text{cm}$)

め海岸沿いの砂浜に図5②の様に、ベニヤ板を斜面勾配 $\theta \approx 30^\circ$ に設置し模擬実験を試みた。図6:は乾いた砂を利用してベニヤ板下部に止板を固定し砂厚 $T \approx 3\text{cm}$ 程をまき、表面に石灰を散布した現場状況である。結果としては止板を外した瞬間に下部斜面より連続して全体の砂が崩落に至っている。

5. 全層雪崩と表層雪崩の発生要因の違い

全層雪崩は締め固まった積雪層底面の地盤の摩擦抵抗状況で左右されるが、乾雪表層雪崩は斜面勾配により大きく左右されている。雪面上に3日前程からの寒い日に降り積もった粉雪等は沈降現象が激しいことから、斜面勾配 $\theta > 30^\circ$ 場合には積雪層内部に引張応力や圧縮応力が発生しているものと推測される。このことから図7①の様に上部斜面勾配の変化点位置で図8①の様に降雪層が破断、又は図7②の様に斜面下部を掘削した場合には図6の模擬実験、及び図8②の様に下部斜面より崩落すると推測される。しかし雪面勾配 $\theta < 30^\circ$ の様な図7③④、及び図8③ (階段工が形成) の場合には表層雪崩の発生が少と考える。これらの現象を基に (松下ら, 2015) の現場調査資料等を検証し、乾雪表層雪崩発生要因として下記3項目を取りまとめ、表層雪崩の「ハザード管理表」を作成し検証してみた。

- ① 降雪時の「日平均気温」が当日より3日間連続で「零度」以下
- ② 降雪量 (吹けば飛ぶ様な軟らかい「粉雪」) が3日前より20cm以上
- ③ 雪面勾配 (又は斜面勾配) が $\theta > 30^\circ \sim 35^\circ$

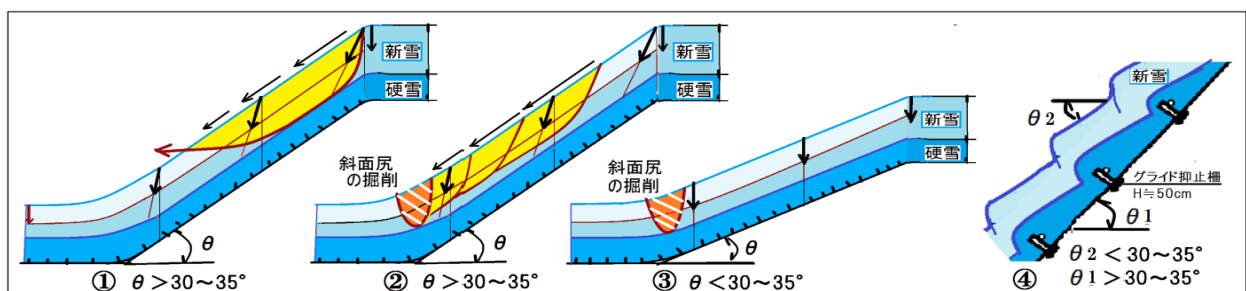


図7 ①上部斜面からの崩落 ②下部斜面からの崩落 ③雪崩が発生し難い ④階段工の雪面形成



図8 ①上部斜面からの崩落 ②下部斜面からの崩落 ③階段工のような雪面(安定)

6. 表層雪崩の「ハザード管理表」による現場検証

6-1 2017年3月27日 栃木県・那須高原における雪崩発生現場検証

現場に近い最寄りの気象観測所より平均気温や降雪深さを推測し表1「雪崩のハザード管理表」を作成し確認した。その結果、3日前からの降雪時の平均気温 $T < 0^{\circ}$ 、降雪深 $H > 20\text{cm}$ 、縦断面図の⑤～⑥の斜面勾配 $\theta \approx 42^{\circ}$ で乾雪の安定勾配 $\theta < 30 \sim 35^{\circ}$ より急であり、当時の現場状況は危険な状況であったものと推測された。なお斜面勾配 θ の確認はこれまでは1/25000の地図より等高線を読み取り図9Bの縦断面図を作成し確認していたが、2017年4月14日より国土地理院より「全国の傾斜量区分図」が公開され斜面勾配 $\theta > 30^{\circ}$ の傾斜状況を色別で確認されるようになり大変に便利になっている。このために登山ルートを傾斜量区分図に記入すると図9Aの様にルート上の斜面勾配が判別される状態となり「雪崩のハザード管理表」の作成時間は大幅に短縮(5分程度で作成可)され便利になっている。

この資料を現場の図10(読売新聞ヘリ:2017)の航空写真と見比べてみると雪崩発生区の位置が照合され(斜面⑤～⑥)地形が急斜面と緩斜面の凹面に形成されていることが判明)凹面位置には雪崩発生後のデブリ等の痕跡と思われる残雪が確認される。なお最寄りの気象庁観測所資料(気温や降雪)を使用するには現場との標高差が違ふことから気温等や降雪深等を現場で推測し調整する必要がある。

表1 栃木県那須・乾雪表層雪崩の「ハザード管理表」の作成

雪崩発生 個所名	平均気温「(2日前)+(1日前)+(当日前)」/3 $T < 0^{\circ}$	降雪量(2日前)(1日前)(当日前)計 $H < 20\text{cm}$	最大推定斜勾配 $\theta < 30^{\circ}$	判定
2017年3月27日 栃木県那須 雪崩事故 8名死亡 標高 $H \approx 1500\text{m}$	3日間の平均気温 $T \approx (-2.2^{\circ})$	3日間の降雪量 $H \approx 42\text{cm}$	$\theta \approx 42^{\circ}$	危険
	●参考した近辺気象庁観測所 (栃木県・奥日光・標高1291m)			
	3月25日	◎日平均気温 -2.7°	◎降雪・0cm	
	3月26日	◎日平均気温 -2.3°	◎降雪・16cm	
	3月27日	◎日平均気温 -1.5°	◎降雪・26cm	
		$\Sigma T/3 = -6.5/3 = -2.2^{\circ}$	$\Sigma H = 42\text{cm}$	

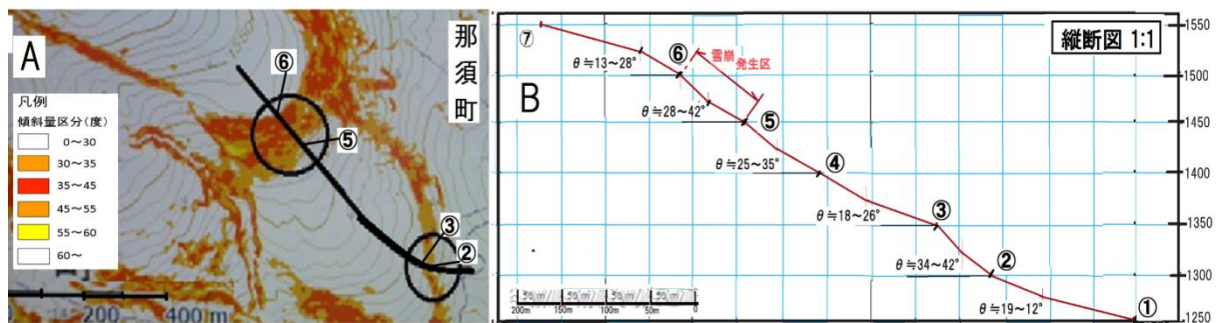


図9 A 国土地理院・全国の傾斜量区分図(雪崩関係)より抜粋. 斜面勾配 $\theta > 30^{\circ}$ 黄 $\theta > 40^{\circ}$ 茶・公開2017年/4月より <http://www.gsi.go.jp/bousaichiri/slopezone1map.html> B 25000 地図の等高線より作図

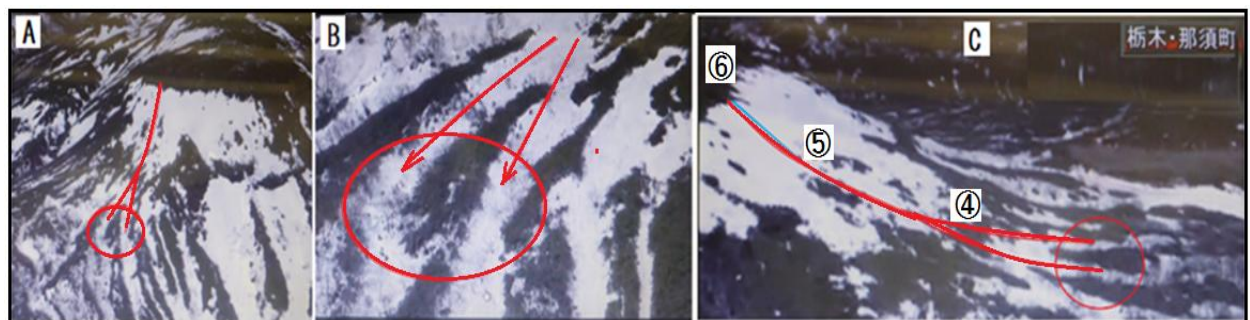


図10 読売新聞ヘリ 2017/4/20 動画資料より抜粋 (<http://www.yomiuri.co.jp/stream/?id=06259>)

6-2 2014年2月15日 関東甲信地方における雪崩発生現場検証

この年は関東甲信地方主体に全国的な大雪となり、各地で通常は雪崩の発生しにくい樹林内においても雪崩が発生している。この時の気象状況や現場状況について取りまとめた(松下ら, 2015)の研究調査資料を参考にして「ハザード管理表」を作成し検証してみた。この結果、那須雪崩事故の現場状況と同様にいずれの現場も乾雪・表層雪崩が発生しやすい地形や気象状況であったものと推測された。

表2 関東甲信地方・乾雪表層雪崩の「ハザード管理表」の作成

雪崩発生 個所名	平均気温「(2日前)+(1日前)+(当日朝)」/3 $T < 0^{\circ}$	降雪量(2日前)(1日前)(当日朝) 計 $H < 20\text{cm}$	最大推定斜勾配 $\theta < 30^{\circ}$	判定
関東甲信地方 (2014年2月15日) 関東甲信地方・における樹林帯で発生した雪崩・ $H \approx 500 \sim 950\text{m}$	3日間の平均気温 $T \approx (-1.6^{\circ})$	3日間の降雪量 $H \approx 60\text{cm}$	$\theta \approx 42 \sim 45^{\circ}$	危険
	●参考した近辺気象庁観測所 (松本・標高610m)			
	2月13日	◎日平均気温 -1.3°	◎ 降雪・0cm	
	2月14日	◎日平均気温 -3.2°	◎ 降雪・40cm	
	2月15日	◎日平均気温 -0.2°	◎ 降雪・20cm	
		$\Sigma T/3 = -4.7/3 = -1.6^{\circ}$	$\Sigma H = 60\text{cm}$	

表3 2014年2月の大雪により樹林帯で発生した雪崩 「樹林内における雪崩発生条件に関する一考察」より抜粋

事例 番号	雪崩発生日時				雪崩発生箇所		雪崩 種類	雪崩発生区		堆積区 標高	樹林内で発生した 雪崩に関する概要	文献
	年	月	日	時刻	県	場所		斜面勾配	標高			
①	2014	2	14	19時	山梨県	甲府市古閑	乾雪表層	42度	約1100m	約600m	発生区は広範囲、樹木の 間から発生。	中村ら(2014), 上石ら(2014)
②	2014	2	15	未明	山梨県	富士河口湖町西湖南岸	表層	—	—	約910m	発生区や走路で落葉樹林 の疎林を、(雪崩が)すり抜 けて落下。	和泉ら(2014)
③	2014	2	15	未明	山梨県	早川町雨畑	表層	45度	約1100m	約770m	発生区は不明瞭、(雪崩 は)樹木の間から発生。	和泉ら(2014), 上石ら(2014)
④	2014	2	15	6:30頃	群馬県	みなかみ町永井	乾雪表層	—	—	約950m	発生区の特定はできな かったが、空中調査から 広葉樹林帯から発生した 乾雪表層雪崩であったと 考えられる。	町田ら(2014)
⑤	2014	2	15	8時頃	福島県	桧枝岐村上ノ原地区	表層	—	—	—	樹木が比較的密生して通 常雪崩が発生しない箇所 からも表層雪崩。	上石ら(2014)
⑥	2014	2	15	12:00	宮城県	仙台市青葉区作並	乾雪表層	最大 約45度※	約850m※	約500m	発生区一帯が十分育成し た広葉樹林。	阿部ら(2014), 中村ら(2014)

※稜線の斜面勾配と標高。

6-3 2017年3月19日山形県羽黒町山間部の現場検証 (スラッシュ雪崩)

一般に表層雪崩の雪質は乾雪であるが冬期間に気温が上昇し降雨になった場合には湿質の表層雪崩が発生することも有り注意する必要がある。「スラッシュ雪崩とは、大量の水を含んだ雪が流動する 雪崩」として考えられており、この現象に該当する様な雪崩があったことから照会する。

表4 山形県羽黒町・湿雪表層雪崩の「ハザード管理表」の作成

雪崩発生 個所名	平均気温「(2日前)+(1日前)+(当日朝)」/3 $T < 0^{\circ}$	降雪量(2日前)(1日前)(当日朝) 計 $H < 20\text{cm}$	最大推定斜勾配 $\theta < 30^{\circ}$	判定
2017年03月 19 日 山形県羽黒山・ ○標高 $H \approx 300\text{m}$	3日間の平均気温 $T \approx (5.0^{\circ})$	3日間の降雪量 降雨 $H \approx 13.5\text{mm}$	$\theta \approx 38^{\circ}$	危険
	●参考した近辺気象庁観測所 (狩川・標高 17m)			
	2月 13 日	◎日平均気温 3.5°	◎ 降雨・3.0mm	
	2月 14 日	◎日平均気温 6.22°	◎ 降雨・10.5mm	
	2月 15 日	◎日平均気温 5.32°	◎ 降雨・0cm	
		$\Sigma T/3 = -15.0/3 = 5.0^{\circ}$	降雨 $\Sigma H = 13.5\text{mm}$	

図11は表4の様に平均気温が $+5^{\circ}$ 及び前日に降雨があった後に湿雪・表層雪崩が多数確認された。

なお積雪層内における降雨や融雪水等の流れについて乾雪の場合と湿雪の場合を図 12, 13 の様に黒水や赤水を使用して確認すると、雪面が粉雪等の乾雪の場合には流下速度が遅く垂直方向に浸透するが、雪面がザラメ化した雪面では圧縮された締めり雪層付近を(30 分間で 5m 程の速さ)で流下していることが確認された。この様な現象が積雪層内の「せん断力」の低下に繋がったのか詳細は不明ですが今後、更に調査研究を必要としている。

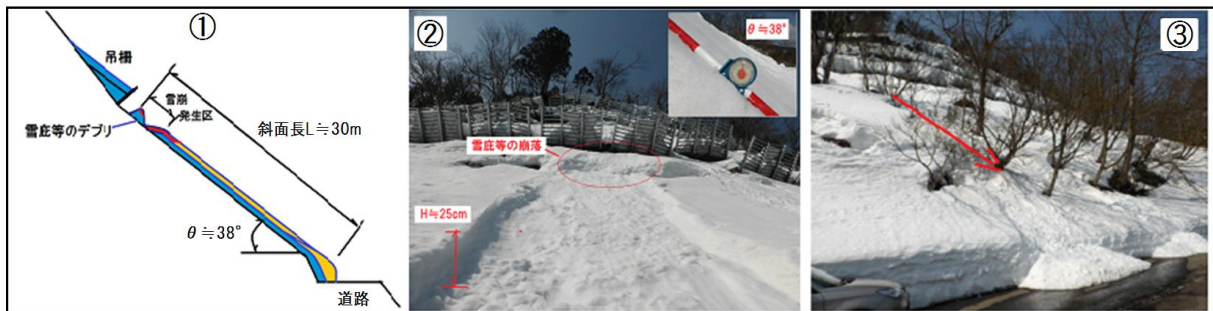


図 11 降雨後に発生した湿雪・表層雪崩。雪面勾配 $\theta \approx 38^\circ$ 雪崩厚 $T \approx 25\text{cm}$ 斜面長 $L \approx 30\text{m}$

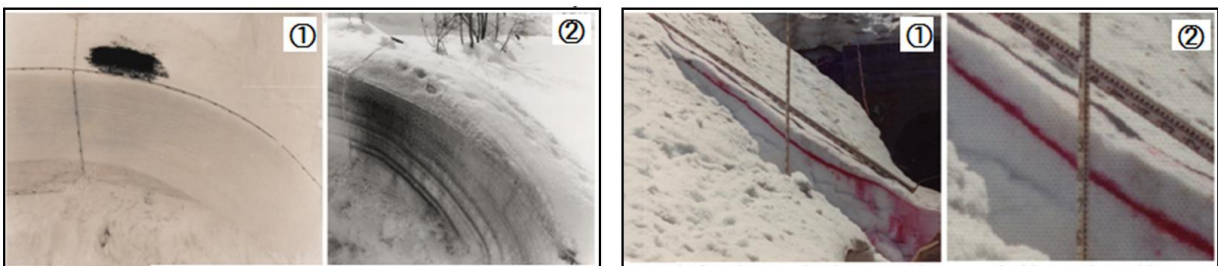


図 12 乾雪斜面における透水性(2 日間で深 50cm) 図 13 斜面上部に赤水散水(30 分で 5m の流下)

7. まとめ

冬山登山、及び冬期交通の安全管理等についてそれぞれの分野に応じ技術力を蓄積していると思われるが、表層雪崩については雪面上にクラックや雪底等の様な前兆現象もなく目視で危険性を察することが困難な中で、前触れもなく突然発生している場合が多くみられる。このようなことから現場の気温や降雪量、及び斜面勾配等を参考に危険度を察する以外に方法は無いものと考えられる。

このような中で相談を受けてこれまでの研究資料を要約し「雪崩のハザード管理表」を取りまとめた次第です。本資料が冬山登山等の安全確認資料等に役立てば幸いに思います。また今後とも皆様のご教示を頂きながら雪崩事故予防対策等に努力していきたいと考えているところです。

【参考文献】

- 阿部孝幸, 阿部修, 小杉健二, 松田博, 仲岡重治, 滝本義久, 掃部孝博, 2011: 「雪底」と「せり出し」対策の実規模野外観測, 東北の雪と生活, 日本雪氷学会東北支部 **25**, 94-99.
- 阿部孝幸, 2016: 雪崩対策における小段有効活用とアンカーの安定計算等について. 雪氷研究大会 (2016・名古屋) 講演要旨集, 101
- 秋山一弥, 2015: 雪崩の地形要素を用いた雪崩リスクの定量化に関する検討. 日本雪工学会誌 **2015-1**, 31(1), 1-10.
- 国土地理院・全国の傾斜量区分図(雪崩関係), 2017: 斜面勾配 $\theta > 30^\circ$ 黄 $\theta > 40^\circ$ 茶・公開 2017 年/4 月より (<http://www.gsi.go.jp/bousaichiri/slopezone1map.html>)
- 松下拓樹, 池田慎二, 秋山一弥, 2015: 樹林内における雪崩発生条件に関する一考察. 雪氷, **77(5)**, 432-445.
- 読売新聞・「那須雪崩現場 遺留品を捜索」, 17 年 4 月 20 日公開動画 (2017 年 5 月 1 日参照)

豪雪地帯における放置林の現況

堀 和彦（(株) 寒河江測量設計事務所）
井良沢 道也（岩手大学農学部）

Present situation of the forests that is no control in the heavy snow region
Kazuhiko Hori (Sagae Survey and Design Co.,Ltd)
Michiya Irasawa (Iwate Univ.)

1. はじめに

近年、放置された森林からの突発的な“なだれ災害”が報告されている。これらの森林では、それまで、なだれ発生の報告がないことから、森林の放置による立木密度の低下がなだれ発生の要因と考えられる。このため、本研究では、無立木地、60年生の森林（920本/ha、ミズナラ林）、120年生の森林（570本/ha、ブナ・ミズナラ林）における森林推移と積雪状況の変化を把握した。

2. 調査区域の概要

調査対象区域は、月山の麓、山形県西村山郡西川町字芦沼田地区に選定した。対象区域の標高は300～350m、最大積雪深は2.50m、斜面勾配は40～45°で北向き斜面である。

3. 植生調査と積雪調査

植生調査は、①樹種、②樹高、③胸高直径、④根本直径（縦・横）、⑤傾幹幅、⑥樹冠ベクトルを把握し、積雪調査は、①積雪断面調査、②最大雪圧の分布、③グライド量調査を実施した。調査期間は、2014年12月20日～2015年3月31日である。

4. 森林の推移と積雪状態

4.1 60年生の森林

（1）森林現況

対象地域の森林を、表1に示すように、高木が主体で成長良好な区域（A）、成長不良（自然淘汰が遅延）で高低木が密集している区域（B）、積雪の移動が活発で樹木の生育が困難な区域（C）とすると、60年生の森林は、図1のように区分される。同図より樹木の成長は山側ほど良好で谷側ほど悪化している。

表1 森林の区分

森 林 の 区 分	樹木の生育状況	積 雪 状 態	森林のイメージ
A	成長良好 高木類が主体	積雪安定	
B	成長不良 自然淘汰遅延 高低木密生	積雪不安定	
C	ブッシュ繁茂 樹木の生育困難	積雪移動 沈降力大	

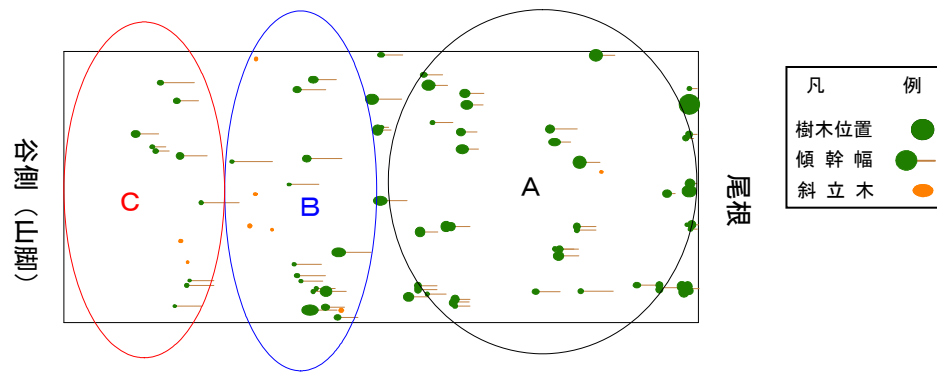


図1 60年生の森林の樹木配置と生育区分

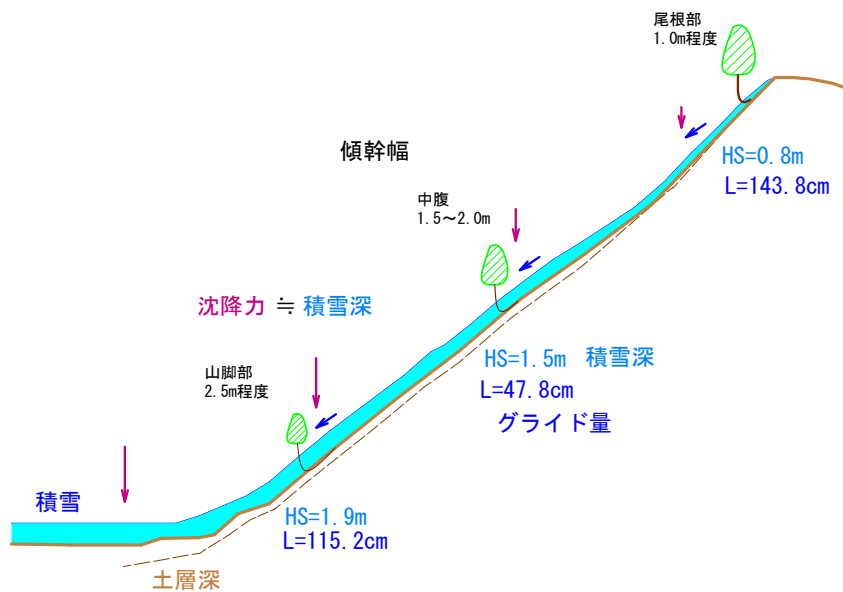


図2 無立木地の縦断面図と積雪深など

次に、図2は無立木地の縦断面図に2014年3月16日の積雪深と60年生の森林におけるグライド量を重複させたものだが、これより樹木の成長はグライドより積雪深（≒沈降力）の影響が大きいと考えられる。なお、図3は豪雪地帯である山形県大井沢地区に生育する樹木の根曲がり状況であるが、20°程度の緩斜面でも樹木の根曲がりは大きく、このことから樹木の成長要因は積雪深、すなわち沈降力の影響が大きいと推察される。



図3 緩斜面の根曲がり状況

(2) 成長良好な区域Aの樹木配置

60年生の成長良好な区域(A)における縦方向の樹木間隔をみると、図4に示すように、積雪が安定しやすい間隔で樹木が生育している。樹木の生育状況から樹木は山側から生育してきたと考えられるが、谷側の樹木は樹木(I)より山側でも谷側でもなく光環境と積雪の安定にとって最適な位置に生育している。豪雪地帯においては積雪が樹木にとって最も強いストレスであり、積雪が安定しやすい場所に侵入した樹木が競争の結果生き残ったと考えられる。そして、積雪とのバランスをとりながら集団で積雪に対応していると推察される。

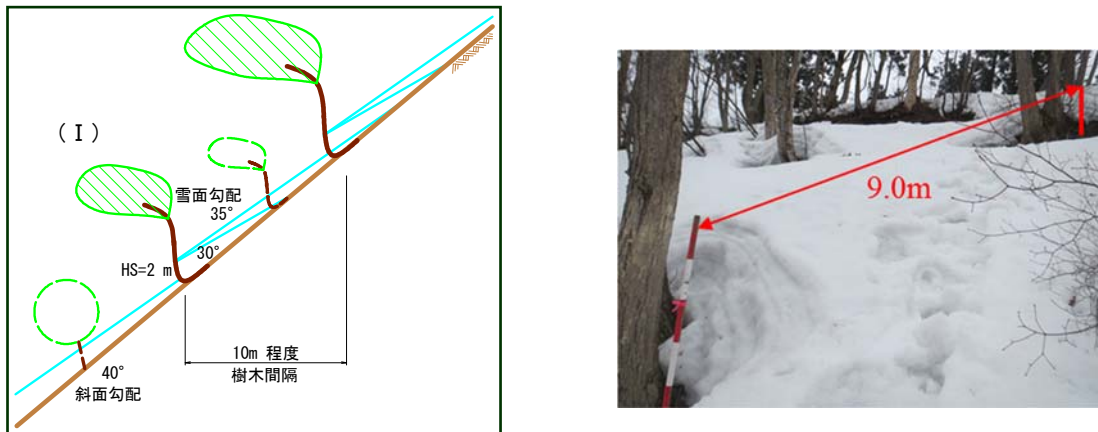


図4 成長良好な区域の樹木配置 (60年生の森林)

また、図5には樹冠ベクトル（投影樹冠形の重心と樹幹位置を結んだもの）を示した。樹冠ベクトルは、樹木の生育の方向と大きさを表わしている。60年生の森林では尾根沿いに位置する樹木は円形状に樹冠が発達するが、中腹から下方では谷側に向かって樹冠が発達している。樹木は林冠木によって上方支配を受けた場合、開いた空間から射し込む光に向かって伸長する¹⁾ことから、樹木は山側から谷側に向かって成長してきたと考えられる。

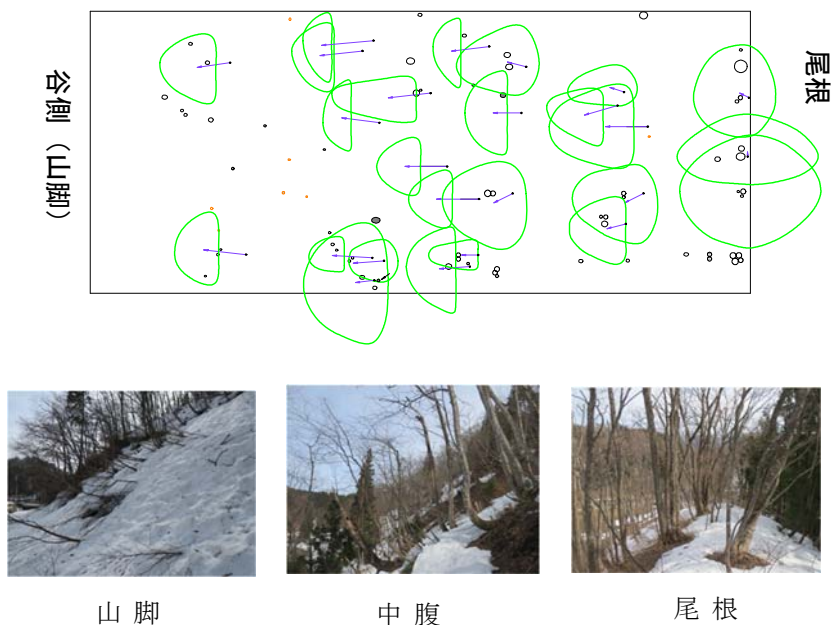


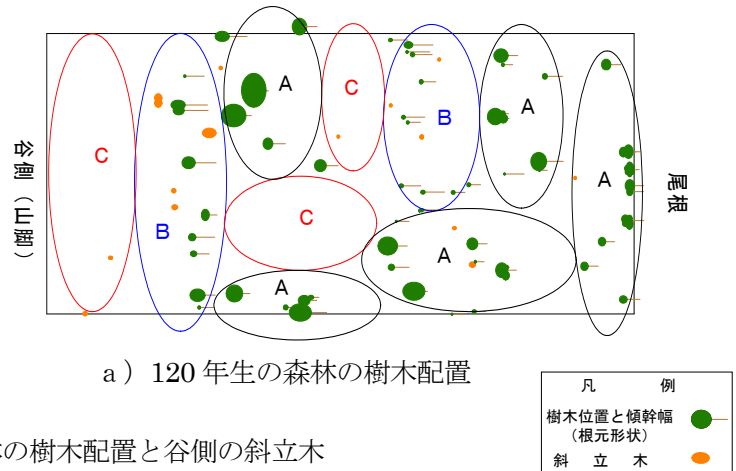
図5 60年生の森林の樹冠ベクトルと森林の状態

4.2 120年生の森林

60年生の樹木からさらに60年が経過した120年生の森林を区分すると図6のaのようになる。中腹部には成長不良の樹木も混在するが、下方に成長良好な樹木が生育していることから、その区域の成長を阻害しているのは沈降ではなく、倒木跡地や表土が薄い急斜面など他の要因が考えられる。120年生の森林では、樹木間隔が広く一部では積雪の移動がみられるものの、樹幹および根系が発達し、個々の樹木で積雪移動に対応可能な状態にあると考えられる。しかし、谷側ではいまだに斜立したまま生育している（図6のb）。



b) 谷側の斜立木



a) 120 年生の森林の樹木配置

図 6 120 年生の森林の樹木配置と谷側の斜立木

図 7 には、120 年生の森林の樹冠ベクトルを示した。尾根周辺の樹冠ベクトルは 60 年生の森林と同様に円形状に発達しているが、120 年生では中央部でも円形状になっている。自然淘汰の結果、樹木間に隙間が広がったため、空間が開いた山側にも枝葉が伸長可能となり樹木の成長が活発になっていると考えられる。

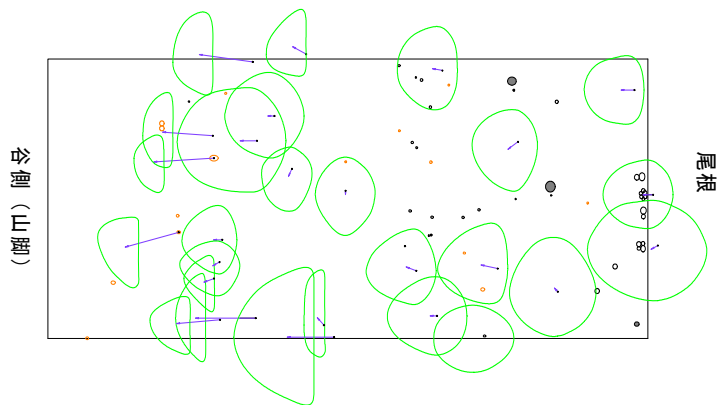


図 7 120 年生の森林の樹冠ベクトル

5. まとめ

本研究の成果は、表 2 のようにまとめられる。豪雪地帯では森林の発達段階²⁾において積雪が移動する時期と安定している時期があり、これを繰り返していると考えられる。森林地帯でなだれ対策を検討する場合は、森林の発達程度と樹木の成長阻害要因を把握して対策工を樹立する必要がある。

表 2 森林の推移と積雪状況の変化

区 分	無 立 木 地	⇒	60年生の森林(密)	⇒	120年生の森林(疎)
森林と積雪の状況	ブッシュ繁茂 積雪移動活発・沈降		山側の樹木成長良好 樹木が集団で積雪に対応 積雪安定		中腹部の樹木成長良好 個々の樹木で積雪に対応 積雪は一部で不安定
人間からみた森林と積雪	非常に危険		人間にとって好都合		人間にとって不都合

【文 献】

- 1) 渡邊定元, 1996 : 樹木社会学, 東京大学出版会, pp.94-95.
- 2) 藤森隆郎, 2010 : 間伐と目標林型を考える, (社) 全国林業改良普及協会, pp.148-159.

2016-2017 年 青森県の雪況

小関 英明 (青森職業能力開発短期大学校)

佐藤 清一 (終身会員)

A Profile of Snow-phenomena in Aomori(2016-2017)

Hideaki KOSEKI(Polytechnic College Aomori)

Seiichi SATO (Life member)

1. はじめに

青森県の 2016 - 2017 年冬期('16, Oct.~'17, Mar., 以下今季)の雪況 (気温, 降水量, 最深積雪深, 雪関連被災者数)について, 青森市と弘前市のアメダスデータおよび報道機関等発表資料に基づいて, 昨年度 (以下昨季) および平年値と比較して報告する. また, 1 月における平均気温と最深積雪深に対する雪害関連被災者数の関係についての続報を紹介する.

2. 2016 - 2017 年冬期の青森県の雪況

今季の県内は, 昨年同様寒暖の差が大きく, 12 月から 1 月上旬までは暖かく, 降雪はあったものの雨の降ることも多く, 積雪は少なかった. 特に青森市では 1 月としては 10 年ぶりに積雪なし (1 月 8 日-9 日) を記録した. 1 月中旬には非常に強い寒気が流れ込み, 1 月 11 日から 1 月 14 日にかけては 4 日連続で県内全域が真冬日となった. これ以降 2 月の中旬にかけて断続的に強い寒気が流れ込み, 特に中津軽では積雪量が多くなったが, 青森市周辺の東青津軽では降水量, 降雪量ともに平年を大きく下回り積雪も少なかった. 2 月の中旬になると寒暖の差が大きく, 強い寒気が周期的に流れ込んだ影響で大雪となることがあったが, 気温が平年より高くなったことから, 積雪が大きく増えることはあまりなかった. 3 月になると上旬と下旬に大雪となる日があったものの, 全般的に気温は平年並みかやや高く, 降水量, 降雪量ともに平年並かやや少なくなった. 表 1 に青森市と弘前市における昨季と今季の気象状況を示す. さらに, 図 1 には弘前市の昨季と今季の最深積雪深の経過を示し, 図 2 には青森市における昨季と今季の最深積雪深の経過を示す. また, 図 3 には弘前市における日平均気温の経過を示す.

表 1 2016-2017 年積雪期雪況

気象	青森市				弘前市			
	気温(°C)	降水量(mm)	降雪量(cm)	積雪深(cm)	気温(°C)	降水量(mm)	降雪量(cm)	積雪深(cm)
平成26年12月	3.1(1.5)	134.5(151)	103(153)	62(51)	2.6(0.9)	88.0(117)	62(147)	28(29)
27年 1月	-0.8(-1.2)	148.5(145)	251(225)	105(88)	-1.2(-1.8)	76.5(121)	175(248)	72(61)
2月	-0.1(-0.7)	77.0(111)	147(176)	107(107)	-0.3(-1.3)	64.5(95)	112(208)	52(81)
3月	4.0(2.4)	54.0(70)	51(76)	70(80)	3.8(1.9)	52.0(77)	41(131)	32(59)
積雪深50cm以上の日数	59日(平年54.2日)				6日(平年36日)			
平成27年12月	2.0	169.0	111	43	1.5	146.5	132	29
28年 1月	-0.4	84.0	127	39	-1.2	160.0	212	84
2月	0.2	109.0	127	47	-0.5	168.5	181	85
3月	2.6	74.0	71	56	2.2	82.5	106	91
積雪深50cm以上の日数	3日				58日			

(気象庁, 2017)

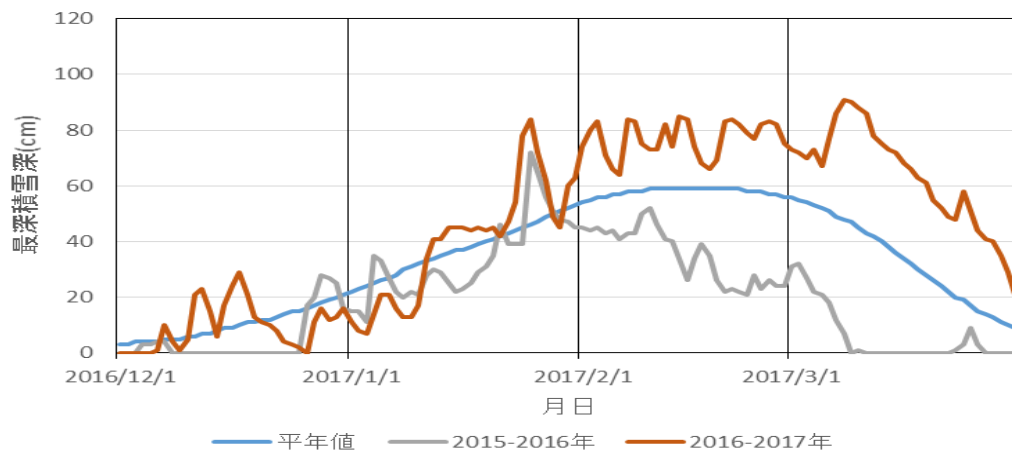


図1 弘前市の最深積雪深の経過 (気象庁, 2017)

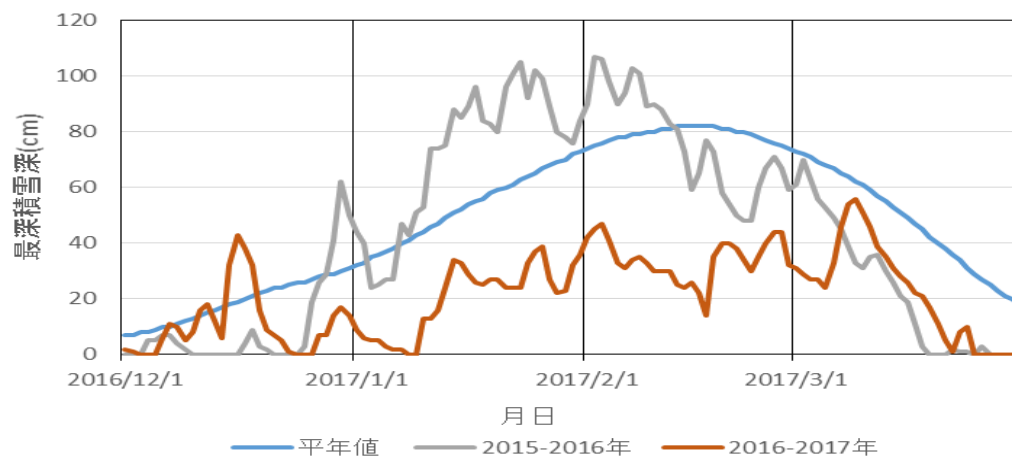


図2 青森市の最深積雪深の経過 (気象庁, 2017)

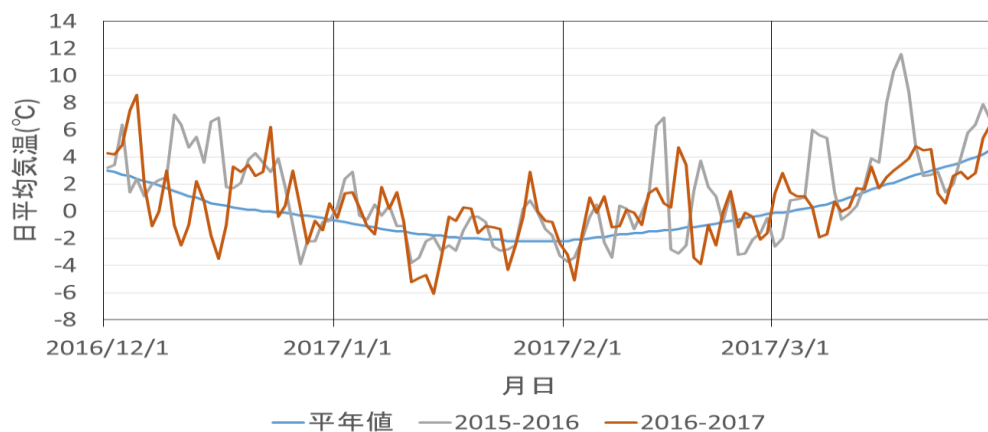


図3 弘前市の日平均気温の経過 (気象庁, 2017)

表1より、12月では両市とも気温が昨季よりは低いが平年よりは高く、弘前市の1.5℃は12月としては暖かい方から10位の記録となっている。また、弘前市では日照時間も多く、月日照時間88.4時間は12月としては1位となった。降水量は両市とも平年を超えたものの、降雪量、積雪深は平年並みかやや下回った。これは、雨の日が多かったことと、気温が高いため積雪となってもすぐに消雪

したものとする。1月になると、中旬以降強い寒気が入り、特に1月11日から14日にかけては、4日連続して県内全アメダスポイントで真冬日を記録したが、月平均気温としては両市とも昨年と同様に平年よりは少し高くなった。また、図1、図2に示すように最深積雪深は1月の中旬以降青森市と弘前市では大きく異なった。青森市では降水量、降雪量ともに平年の6割弱で、積雪深では半分以下となった。これに対して弘前市では降雪量としては平年をやや下回ったが、降水量は約3割多く、積雪深も1月25日には平年を約38%超える84cmを記録した。これは、1月としては8位の記録である。2月になると、上旬から中旬にかけては強い寒気の影響をうけ気温の低い期間もあったが、2月16日には、日中の最高気温が弘前市で10.0℃、青森市で9.1℃を記録するなど寒暖の差が大きく、気温は両市とも平年より高くなった。また、青森市などの東青津軽、北五津軽と弘前市などの中南津軽では降水量、積雪量の差が大きくなった。青森市では降水量、降雪量は平年より少なく、積雪深は平年の半分以下となったのに対して、弘前市では積雪量は平年よりやや少ないものの降水量は平年の約1.8倍となる196.5mmとなり、これは2月としては3位の記録である。また、先に述べたように、地域による積雪量の差が大きく、東青津軽、北五津軽では平年より少なく、中南津軽では平年を大きく超えたところがあった。図4に津軽地方におけるアメダスポイントの最深積雪深の平年差の経過を示す。黒石市については、アメダスポイントでは積雪深は計測されていないため、市内にある青森県産業技術センターりんご研究所により計測された積雪量データを使用した。

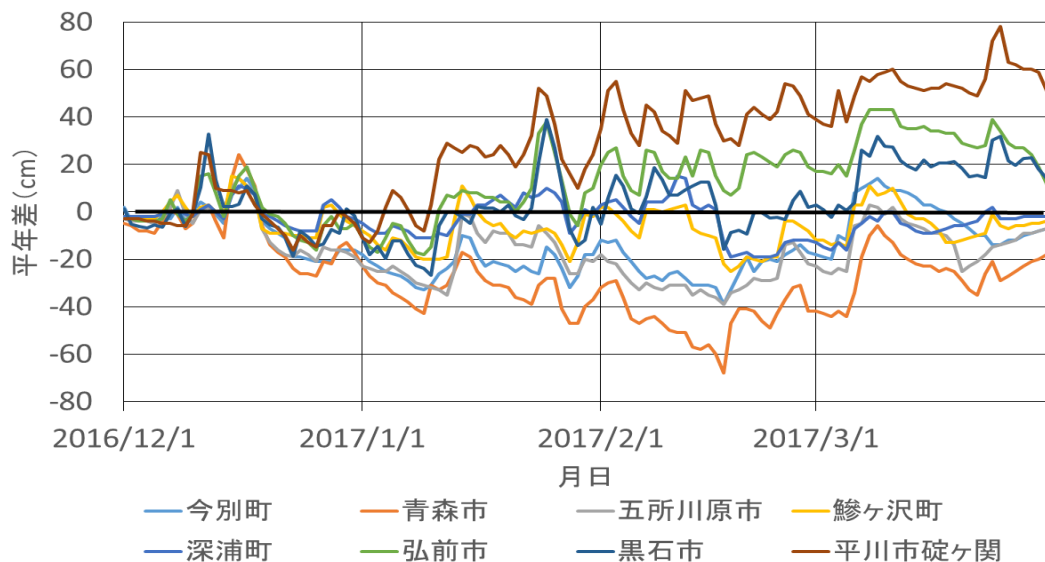


図4 津軽地方の最深積雪深の平年差の経過（気象庁，2017）

図4より、1月中旬以降、青森市、五所川原市では平年に比べて積雪が少なく、弘前市や平川市碓ヶ関では、平年に比べて積雪が多くなっている。特に碓ヶ関では2月25日には最深積雪深116cmとなり、これは2月としては6位の記録であり、観測史上では10位の記録である。このため、平川市や大鰐町、鰯ヶ沢町では、豪雪対策本部が2年ぶりに設置された。弘前市でも相馬地区で積雪が101cmとなったため豪雪警戒本部を設置することとなった。3月になると気温は両市ともにほぼ平年並み、降水量も両市ともほぼ平年並みであった。降雪量は両市とも平年よりは若干少ないが、積雪深は青森市で平年の7割にたいして、弘前市では平年の1.5倍となり、地域によるさが大きかった。

3. 雪関連の災害

今季は、特に強い寒気が流れ込んだ1月中下旬以降に人的災害が発生した。青森県危機管理局防災危機管理課発表の今季の雪害による人損のまとめを表2に示し、原因別の被災者数を表3に示す。原因別では昨年度までは、屋根雪下ろし、除雪中、落雪、倒壊家屋の下敷き、その他と分類されてい

たが、今年度のまとめでは、屋根雪下ろしと除雪中を合わせて集計されている。

表2 雪害による人損まとめ (青森県危機管理局防災危機管理課, 2017)

	死亡(人)	重症(人)	軽傷(人)	合計(人)
今年度	2	23	28	53
昨年度	2	22	40	64
増減	0	1	-12	-11

表3 原因別被災者数 (青森県危機管理局防災危機管理課, 2017)

	屋根雪下ろし, 除雪中(人)	落雪(人)	その他(人)
今年度	52	1	0
昨年度	64	0	0
増減	-12	1	0

表2より、今季の雪害による被災者は昨年の64名(死者2名, 重軽症者62名)に対して53名(死者2名, 重軽症者51名)と約17%の減少となった。雪害による人的災害が100名を下回ったのは、昨季に続き2季連続である。また、過去10年間では、2009-2010年期の43名の次に少なくなっている。表3より昨季と比較して落雪による被災者が1名増加したものの、屋根雪下ろし, 除雪中の被災者の減少により全体として人的被害が減少した。これは、地域的に積雪が多かった地域があるものの、全体として降雪量は平年を下回っており、特に弘前市を除いて、青森市などの人口が比較的多い都市では積雪が平年に比べてかなり少ないことと、屋根の雪下ろしや除雪作業についての事故防止の対策の広報によるものと考えられる。

表4には筆者らが調べた報道機関および青森県警広報課が発表した、雪(寒冷を含む)が直因と思われる被災者数の月毎の数を示す。

表4 雪(寒冷を含む)が直因となった事故死傷者数(県内報道機関他, 小関・佐藤, 2016)

	屋根雪関連		交通事故		その他	
	D(死者:人)	A(負傷者:人)	D	A	D	A
平成27年12月	0	0	0	3	0	0
28年 1月	1	21	1	0	1	4
2月	0	3	0	7	0	3
3月	0	1	0	0	0	0
平成28年12月	0	1	2	6	0	0
29年 1月	2	1	2	2	0	2
2月	0	3	0	4	0	0
3月	0	0	0	0	0	0

表4より、今季の屋根雪関連の被災者は7名で、これは、筆者らが統計を取り始めた1998-1990年期からでは2006-2007年期の4名の次に少数となった。表2に示す青森県危機管理局防災危機管理課調べと被災者数の数が大きく異なっているのは、死亡事故等の重大な雪害のほかは報道されることが少なくなってきたことが考えられる。主に屋根雪関連の雪害では、強い寒気が入り積雪量が急激に増えた1月下旬から、2月上旬に多く発生している。さらに、今年の特徴として、路面の凍結やスリップによる交通事故による被災者が増加した。また、図5には、今季の屋根雪関連の雪害による被災者の年齢分布を示す。図5より、今季の屋根雪関連の被災者数の年齢については50歳代が最も多く、平均年齢は59.9歳となり昨季の68.9歳に比べ9歳若く、この10年間では最も若くなった。これは、全体として屋根雪関連被災者が少なく、50代以下が4名と半数以上を占めたことに寄ると考えられ

る.

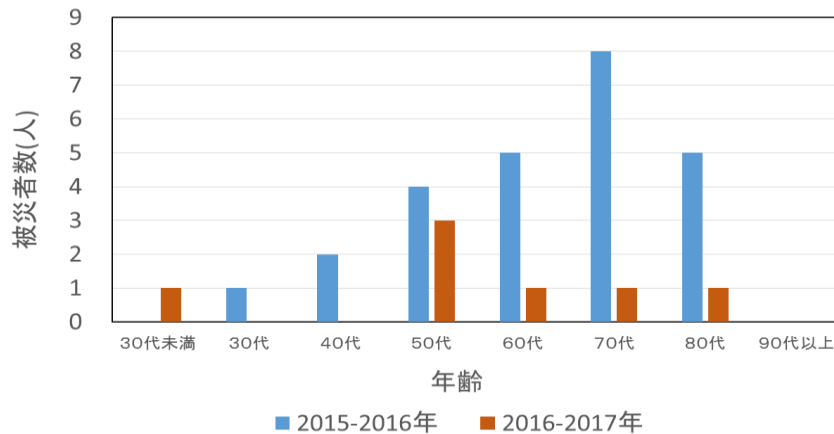


図5 屋根雪関連被災者の年齢分布

4. 1月の気候と屋根雪関連被災者についての考察

以前より筆者らは、屋根雪関連被災者が最も多く発生する1月の気候に注目し、弘前市の1月の平均気温と最深積雪深の分散図上において、その領域を区分することによる屋根雪関連の被災者数の表現と予測について提案してきた(佐藤・小関, 2011). そこで、今季のデータを加えた1997年から2017年までについてプロットしたものを図6に示す。グラフの中の年および被災者数とともに赤線で大きくプロットしてあるのが今季のデータである。参考として昨年(2016年)のデータも年を添えて大きくして示している。

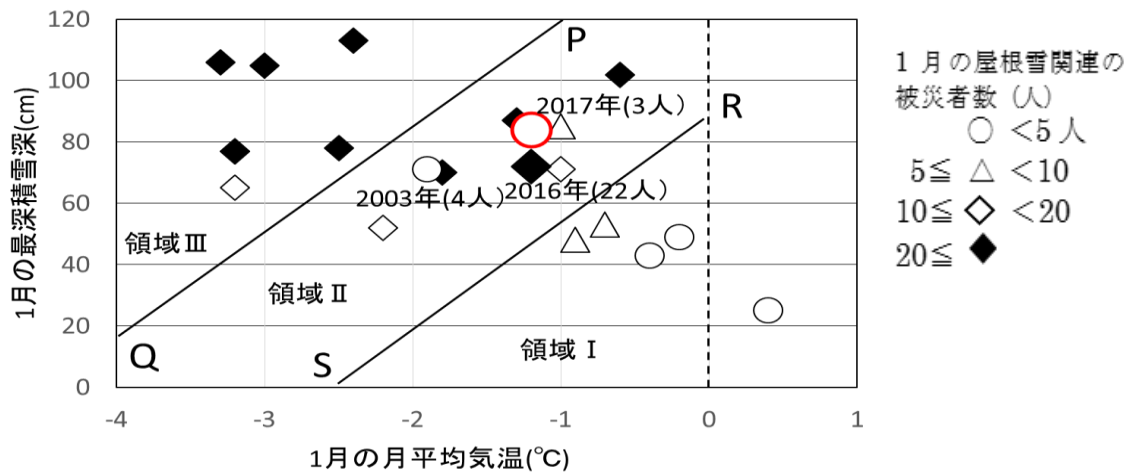


図6 1月の平均気温と最深積雪深および屋根雪関連被災者数

この図では、 0°C 以下の領域について、直線PQおよびRSにより領域Ⅰ、領域Ⅱ、領域Ⅲに分けられ、それぞれ領域Ⅰでは屋根雪関連災害の起こる可能性が低い、領域Ⅱでは屋根雪関連災害の起こる可能性が高い、領域Ⅲでは深刻な屋根雪関連災害の起こる可能性が高いとし、それぞれの領域での被災者数を、領域Ⅰ：領域Ⅱ：領域Ⅲ＝ 2^2 ： 4^2 ： 6^2 と予想した(小関・佐藤, 2015). 今季は気象値としては昨季と同様の領域Ⅱとなるが、筆者の調査した被災者数は3名で、領域による予想よりかなり少なくなった。さらに、被災者数を n (人)を、1月の平均気温 $T(^{\circ}\text{C})$ と最深積雪深 $H(\text{cm})$ より予測するための重回帰式 $n = -18.7 - 5.0T + 0.43H$ (ただし $n \geq 0$) (小関・佐藤, 2015)に今季の弘前市の気象を適用すると $n = 23.4$ となり領域Ⅱ相当となったが、実際の被災者数はこれと大きく異なった。これ

に対し、青森市の気象を適用すると $n = 0.07$ となり領域Ⅰに相当し、領域による予測とほぼ一致する。これは、重回帰式において最深積雪深の要因が大きいため(小関・佐藤, 2015)、今季のように地域により最深積雪深が大きく異なる場合では予測から大きく外れることがある。さらに、表3および表4に示すように、報道機関等による調査と青森県による調査とでは被災者が大きく異なっていることから、事例の取りこぼしがあると考えられる。

5. まとめ

2016-2017年冬期の県内は、全般的には例年に比べて暖かく、雪も少なかった。特に1月の初めまでは気温が非常に高く雪も少なかったが、1月の中旬以降は断続的に強い寒気が流れ込み、特に中津軽では積雪が多くなり、特に平川市碓ヶ関では平年を大きく上回り、2月には観測史上10位の記録となる116cmを記録し、平川市や大鰐町では2年ぶりに豪雪対策本部が設置された。それに対して、北津軽および東青津軽では積雪が極端に少なく、青森市では積雪深が平年の半分ほどであった。

雪害については、死者の数は2名と昨年と同数であったが、全体としては少雪であったため、昨年より11名少ない53名となり、過去10年間では2番目に少なくなった。屋根雪関連の被災者についても筆者の調査では7名で、昨年の28名に比べて4分の1であり、ここ10年では最も少なくなっている、また、今年は路面の凍結などによるスリップ等の交通事故が多く発生した。

1月の平均気温と最深積雪深による1月の屋根雪関連被災者数の表現と予測について、今季の気象値による予測領域は領域Ⅱとなったが、1月の屋根雪関連被災者数は3名で、これは領域Ⅰに相当する。また、一昨年提案した、重回帰式(小関・佐藤, 2015)により今年の弘前市の気象値を用いて被災者数の予測を行ったところ、被災者数 $n=23.4$ (人)となり、領域Ⅱに相当するが、仮に青森市の気象値を適用した場合は $n = 0.07$ となり領域Ⅰに相当することになり、領域的には今季の被災者数にほぼ合致している。重回帰式では、最深積雪深の影響が大きいため、今季のように地域により大きく積雪状態が異なった場合は予測が大きく異なる場合がある。また、月毎の雪害についての調査は、主に報道や県警察発表に基づいており、総務庁および青森県発表のまとめとは総数で異なっていることから、これらに発表されない雪害による被災者数が相当数あるものと考えられる。

青森県中津軽郡の西目屋村にある乳穂ヶ滝については、3期連続で結氷しなかった。

謝辞

黒石市における積雪データを提供して頂いた、地方独立行政法人青森県産業技術センターりんご研究所、工藤智様に謝意を示します。

【参考文献】

- 青森県危機管理局防災危機管理課, 2017: 平成28年度雪害発生状況(平成29年4月3日確認), <http://www.bousai.pref.aomori.jp/files/image/sounan/E2988628E99BAAE5AEB3E99B86E8A888E8A1A8.pdf>, (2017年4月3日確認)。
- 気象庁, 2017: 過去の気象データ検索, <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php>, (2017年4月5日確認)。
- 小関英明・佐藤清一, 2016: 2015-2016年青森県の雪況, 東北の雪と生活, **29**, 48-53。
- 小関英明・佐藤清一, 2015: 2015年青森県の雪況, 東北の雪と生活, **30**, 22-27。
- 佐藤清一・小関英明, 2011: 2011年青森県の雪況, 東北の雪と生活, **26**, 42-45。

秋田県長坂試験地における 2016-2017 年冬期の気象観測

野口正二・飯田真一・澤野真治（森林総合研究所）

金子智紀・新田響平・和田 覚（秋田県森林林業研修センター）

Meteorological observation during the 2012-2013 winters at the Nagasaka Experiment in Akita Pref., Japan

Shoji NOGUCHI, Shin'ichi IIDA, Shinji SAWANO (Forestry and Forest Products Research Institute),
Tomonori KANEKO, Kyohei NITTA, Satoru WADA (Akita Forestry Research and Training Center)

1. はじめに

秋田県は、森林の水土保全機能に関するモニタリング事業の一環として、大館市長坂県営林に試験地（以降、長坂とする）を設定し（図 1A）、2002 年から水文観測を開始している（金子ら、2010）。本稿では、試験地の露場における 2016-2017 年冬期（12 月～4 月）の気象観測結果（降水量、気温、積雪深）について報告するとともに、その結果を近傍のアメダスの計測値と比較検討する。

2. 方法

露場（北緯 40° 16.9′，東経 140° 24.6′，標高 100 m）は林道沿いの開けた場所に位置し、商用電源が利用可能である。降水量は、溢水式雨雪量計（B-071，横河電子機器）を高さ 3m に設置して観測した。また、通風乾湿度計（HMP155A, Vaisala）により気温を計測し、超音波計（UIZ-LS400，ウイジン）による距離計測から積雪深を測定した（図 1B）。露場の積雪深に関して、期間中に 7 回（12 月 26 日，1 月 12 日，1 月 30 日，2 月 9 日，2 月 23 日，3 月 7 日，3 月 22 日）手動でも測定した。さらに、インターバルカメラ（GardenWatchCam, Brinno）を用いて、積雪の状況を把握した。また、観測した降水量について、竹内ら（2016）による式（ $y = -0.49x + 1.23$ ，ここで y は降雪頻度（0.0～1.0）， x は気温（℃））を用いて、雨雪別降水量を算出した。

最近傍のアメダス観測所は、長坂から南南西へ約 7km の距離に位置する鷹巣（北緯 40° 13.6′，東経 140° 22.2′，標高 29 m；図 1A）である（気象庁，2017）。本研究では、この鷹巣のデータと比較検討した。

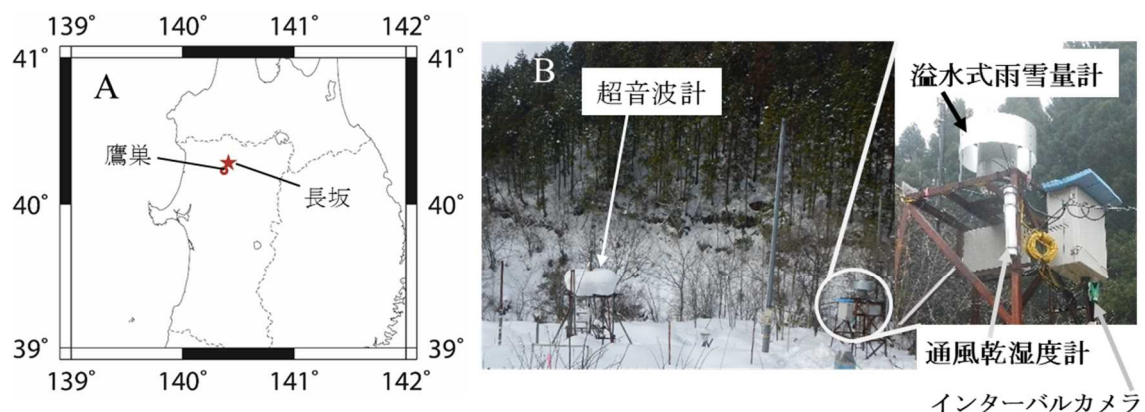


図 1 A：長坂と試験地最近傍のアメダス（鷹巣）の位置，
B：長坂の気象露場の様子

矢印は超音波計，溢水式雨雪量計，通風乾湿度計，インターバルカメラの位置を示す

3. 結果と考察

長坂と鷹巣の月別降水量は、12月に194.0mmと170mm、1月に130.5mmと95.0mm、2月に168.0mmと122.0mm、3月に80.0mmと51.5mm、4月に169.5mmと153.5mmで、全ての月で鷹巣よりも長坂の方が多い量を記録した(図2)。また、鷹巣において平年値(1981~2010年)と比較すると、1月と3月で少なく残りの月では多い値を示し、当年の期間降水量(592.0mm)は、平年値(552.8mm)より多い冬期であった(図2)。

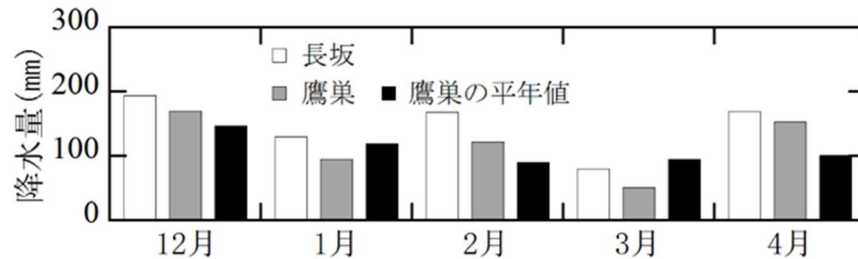


図2 長坂と鷹巣における月別降水量

長坂(y)と鷹巣(x)の降水量の関係は、両者に強い相関があり、月別で $y = 0.91x + 40.2$, $R^2 = 0.943$, 日別で $y = 1.03x + 0.87$, $R^2 = 0.933$, 時間別で $y = 0.91x + 0.06$, $R^2 = 0.702$ であった(図3)。

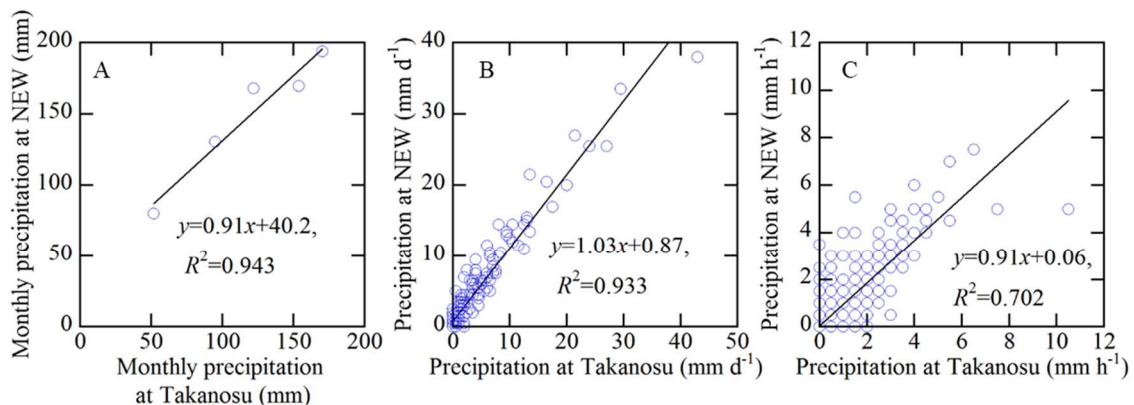


図3 長坂 (NEW)と鷹巣における降水量の比較

A: 月別降水量, B: 日別降水量, C: 時間別降水量

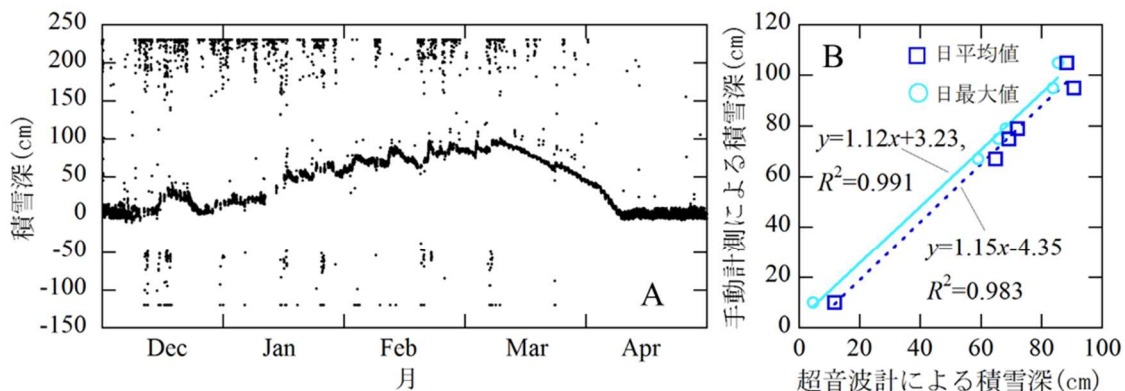


図4 長坂における積雪深の測定結果

(A) 超音波計による積雪深の測定値, 図中にはノイズも含む

(B) 超音波計による測定値(日平均値と日最大値)と手動による測定値の比較

超音波計による積雪深の測定値は、明らかにノイズと判断される値が記録されていた(図 4A)．ノイズと判断される値を目視により除去し、残った測定値の日平均値および日最大値と手動計測による積雪深を比較した(図 4B)．手動計測による積雪深(y)と超音波計による積雪深(x)の関係は、日平均値に対して $y = 1.15x + 4.35$, $R^2 = 0.983$, 日最大値に対して $y = 1.12x + 3.23$, $R^2 = 0.991$ であった．

根雪開始日と積雪消雪日は、超音波計による測定値のほかインターバルカメラによる露場の状況から(図 5), 12月5日と4月10日と判断した．図-3Bの結果に基づき補正した積雪深の時系列結果から、2016-2017年冬期の最大積雪深は3月10日に116.0cmを記録した．一方、鷹巣では2月20日に最大積雪深57cmを記録し、平年値(1981~2010年)は73cmであることから、当年冬期は少雪年と判断された．



図5 気象露場の様子

長坂と鷹巣の月平均気温は、12月に0.5℃と1.4℃, 1月に-1.5℃と-1.2℃, 2月と3月はともに-0.4℃と2.0℃, 4月に7.8℃と8.8℃を示した．また、鷹巣において平年値(1981~2010年)と比較すると、どの月も平年値より高い値を示した．長坂(y)と鷹巣(x)の気温の関係は、月別で $y = 0.92x - 0.27$, $R^2 = 0.990$, 日別で $y = 0.90x - 0.23$, $R^2 = 0.964$, 時間別で $y = 0.93x - 0.31$, $R^2 = 0.905$ であった(図 6)．積雪開始から消雪までの期間の気温について着目すると、最低値(-10.2℃)は2月28日、最高値(21.0℃)は4月6日に記録した．一方、鷹巣の2月28日の最低気温は、当年冬期の2番目に低い-10.5℃を記録し、鷹巣の4月6日の最高気温は長坂と同様に当年冬期の最高値(23.0℃)を記録した．

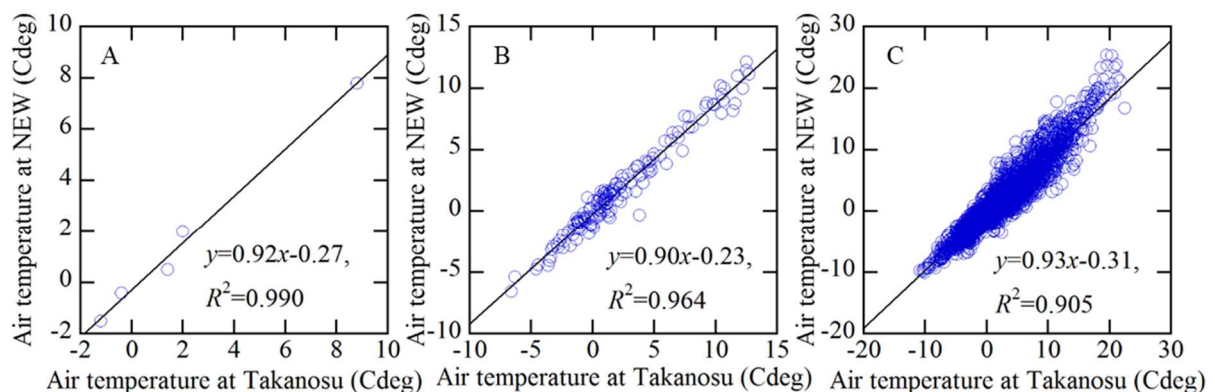


図6 長坂 (NEW)と鷹巣における気温の比較

A: 月平均気温, B: 日平均気温, C: 時間平均気温

図 7 に長坂の 2016-2017 冬期の日降水量, 日積雪深, 日平均気温, 算出した日雨量と日雪量および鷹巣の同冬期と平年値の日平均気温, 日最大積雪深を示す．雨量と雪量を月単位で見ると、12 月は

108.0mm と 86.0mm, 1 月は 17.1mm と 113.4mm, 2 月は 57.9mm と 110.1mm, 3 月は 40.5mm と 39.5mm, 4 月は 165.2mm と 4.3mm であった。冬期の長坂は鷹巣より降水量が多く気温が低いと、降雪量が多いと考えられる。よって、長坂の方が鷹巣よりも最大積雪深が大きい値を示すと考えられた。当年冬期の特徴として、暖冬のため 2 月にもかかわらず 17 日の降水中の気温が $0.1^{\circ}\text{C} \sim 6.1^{\circ}\text{C}$ (平均値: 3.4°C) と高く、降水量 25.5mm のうち 25.0mm が雨量と算出された。このとき、溪流水量の観測から一時的な融雪出水が確認されている。一方で、2 月 20 日に冬期の最大雪量 (20.4mm) が記録された。この時の降水中の気温は、 $-2.9^{\circ}\text{C} \sim 1.4^{\circ}\text{C}$ (平均値: 0.1°C) であり、降水量 27.0mm のうち 20.4mm が雪量と算出された。

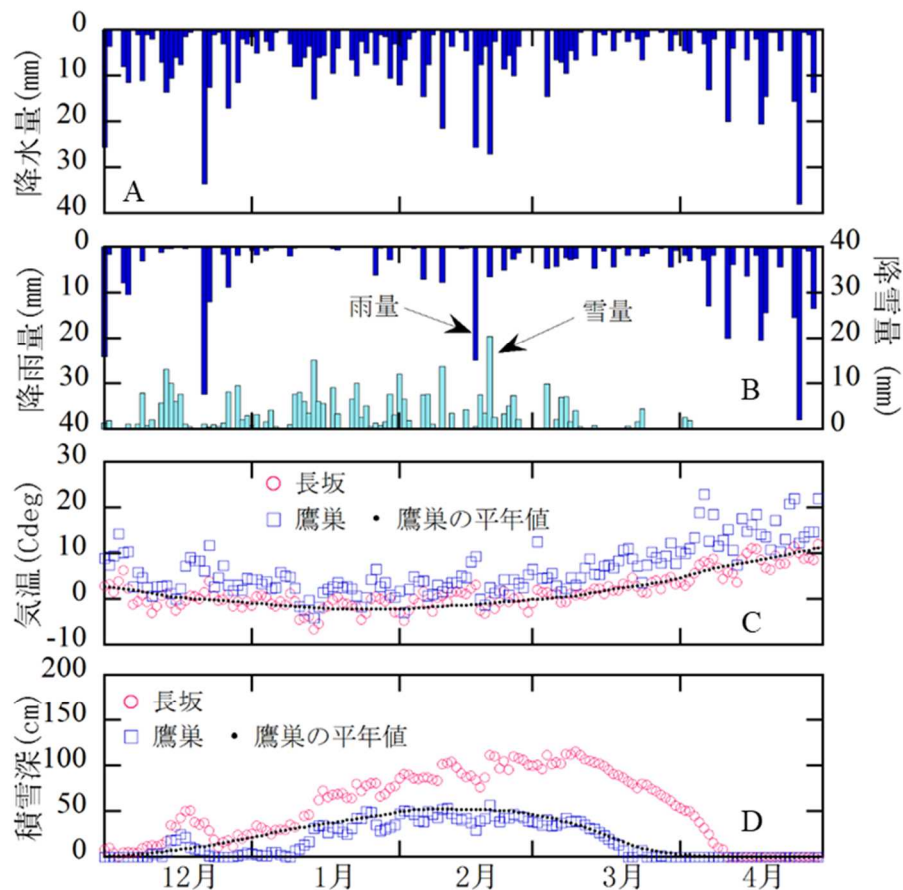


図7 長坂の2016-2017冬期の日降水量，日積雪深，日平均気温，算出した日雨量と日雪量および鷹巣の同冬期と平年値の日平均気温，日最大積雪
A:長坂の日降水量，B:長坂の算出した日雨量と日雪量，C:長坂と鷹巣の日平均気温，D:長坂と鷹巣の日最大積雪

謝辞

本研究は、農林水産省委託プロジェクト研究「気候変動に対応した循環型食料生産等の確立のための技術開発 (A-8)」の援助を受けました。ここに記して謝意を示します。

【引用文献】

- 金子智紀，武田響一，野口正二，大原偉樹，藤枝基久，2010：積雪地帯の近接したスギ人工林3小流域における流出特性の比較，日本森林学会誌，92, 208-216.
- 気象庁，2017：過去の気象データ検索，<http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php>，(2017年5月27日確認)。
- 竹内由香里，遠藤八十一，庭野昭二，2016：降水時の気温で配分した雨雪別降水量の算定，森林総合研究所研究報告，440, 145-149.

東北雪氷賞受賞理由

東北雪氷賞（学術賞）

受賞者：根本 征樹

（国立研究開発法人防災化学研究所雪氷防災研究センター，主任研究員，理学博士）

受賞課題：吹雪の発達と風速分布に及ぼす降雪の影響に関する研究

受賞理由：

根本征樹会員は，雪氷防災実験棟において降雪の有無による詳細な吹雪の風洞比較実験を行い，これと数値計算の結果を比較した．すなわち，温度 -10°C で硬い雪面と軟らかい雪面で降雪がある場合とない場合をそれぞれ風速を変化させて実験するとともに，同様の条件で自ら組み立てた雪粒子の気流に対する影響を加味した接地境界層の乱流モデルを用いて風速分布の数値計算を行い，両者を比較した．

この結果，軟らかい雪面の場合は風速を大きくすると降雪がなくても発生するが，降雪があると吹雪が発達し易くなることを確かめた．これは乱流モデルにおいては，吹雪発生時の臨界摩擦速度が小さくなることを意味する．また，雪粒子はその周りの空気の運動に影響するものの，風速分布には大きな変化が見られなかった．

これらは従来から定性的に知られていたことではあるが，風洞実験・数値計算の両方から定量的に確認された意義は大きい．今後はこれらの温度依存性の研究が期待される．

また同会員は，これまでの吹雪発生モデルの知見に基づいて，2013年3月に猛吹雪により5名の死者を出した北海道中標津町において，吹雪予測システムを構築した上で，試験的に運用することにより，同町から多大な信頼を得ている．

以上のことから，吹雪の基本的な性質に関する研究を進展させた功績ならびにそれを予測システムに実装し吹雪災害の再発防止に貢献した功績を評価し，根本征樹会員を平成29年度東北雪氷賞（学術賞）の受賞者とするものである．

参考資料：

＜文献＞

根本征樹，2007，吹雪の数値シミュレーションに関する最近の話題，日本雪工学会誌，**23**，1，43-46.

根本征樹・西村浩一，2008，積雪面とLES，気象研究ノート，219，55-65.

根本征樹，2012，低温風洞装置を用いた吹雪の実験的研究，日本風工学会誌，**37**，34-41.

Nemoto, M., Sato, T., Kosugi, K. and Mochizuki, S., 2014, Effects of snowfall on drifting snow and wind structure near a surface. Boundary-Layer Meteorology, 152, 359-410.

根本征樹・上石勲・中村一樹，2015，2014/15 冬期における北海道中標津町での吹雪予測システムの試験運用について，東北の雪と生活，30，51-54.

東北雪氷賞（功績賞）

受賞者：佐々木 幹夫

（学校法人八戸工業大学，教授，工学博士）

受賞課題：八甲田山の積雪特性の研究ならびに（公社）日本雪氷学会東北支部の発展に寄与した功績

受賞理由：

佐々木幹夫会員は、我が国有数の豪雪地帯にある八甲田山の積雪調査を長年にわたり継続してこられ、2016年現在で28回に上る。特に本州北部の山岳地帯特有の硬い積雪の密度、硬度および保水能力に関する研究は貴重である。また、これらの観測を教育の一環としてとらえ、社会人になってから積雪に関わる業務に就くことのできる人材の育成に貢献された。

2014年に東北支部が開催担当となった雪氷研究大会(2014・八戸)では、実行委員長を務められ、自ら困難な運営にあたられた。そして、地元の問題である「凍上現象」や、関東甲信の大雪の後であったことから、「雪かきボランティア」や「2014年太平洋側の大雪を振り返る」などの時宜を得た企画セッションを開催され、参加者からは初めての開催地とは思えないほど好評を博した。

東北支部への貢献においては、1994年度から2006年度までは幹事、2007年度～201年度および2013年度～現在までは理事を務められ、その間2012年には東北支部大会開催の労を担われた。

以上のように、佐々木幹夫会員の八甲田山の積雪特性の研究および（公社）日本雪氷学会東北支部の発展に寄与した功績は顕著であることから、平成29年度東北雪氷賞（功績賞）の受賞者とするものである。

参考資料：

＜文献＞

佐々木幹夫・首藤伸夫・長林久夫・澤本正樹・今村文彦・風間聡・長尾昌朋・後藤文彦，2007，八甲田山中の雪質調査，東北の雪と生活，**22**，41-42.

竹内貴弘・佐々木幹夫，2007，青森県の積雪融雪モデルの検討，東北の雪と生活，**22**，43-44.

佐々木幹夫・長尾昌朋・岩渕巧・熊谷洋・井澤倫久・南將人・大坪秀一・石藤勝・川向隆浩・吉田渉，2012，雪の保水能力，東北の雪と生活，**27**，50-53.

佐々木幹夫・長尾昌朋・岩渕巧・熊谷洋・南將人・萩原英子・大坪秀一・村岡真怜，2016，第28回八甲田山雪質調査，東北の雪と生活，**31**，31-36.

東北雪氷賞(学術賞) を受賞して

国立研究開発法人 防災科学技術研究所
雪氷防災研究センター 新庄雪氷環境実験所
根本征樹



日本国内の雪氷研究において歴史のある日本雪氷学会東北支部より、この度、東北雪氷賞（学術賞）を頂くこととなり、大変光栄に思います。私がこれまでに実施してきました吹雪研究において、当初、降雪が無い場合のいわゆる地吹雪を対象として、メカニズム解明を進めてきました。これは、研究開始時において、地吹雪の頻度が比較的多く見られる北海道に所在していたことが大きな理由と言えます。しかしながら、東北地方を本拠地として吹雪研究を発展させるにあたり、野外における実際の吹雪の状況を目にすると、降雪を伴う、もしくは降雪に起因して吹雪が発達するような状況が度々見られ、吹雪の素過程において降雪が及ぼす影響を詳しく調べなければならない、と思いを新たにした次第です。幸い、防災科学技術研究所雪氷防災研究センターの雪氷環境実験室（研究開始当時は新庄支所）には、人工降雪装置を備えた雪氷防災実験棟が設置されており、かつ比較的大型（測定部長さ 14 m、断面 1 m×1 m）の風洞装置も備えられていたことから、これらの施設をフルに活用した吹雪・降雪実験の実施が可能である等、置かれた研究環境において大変恵まれており、こうした実験について比較的スムーズに進めるとともに、モデル化に関する研究にも資することが出来ました。

吹雪のメカニズムについて、一見、風により雪粒子が飛ばされて舞うだけの単純な構造として見なされることが多いかもしれません。しかしながら、その実態は、様々な相互作用（大気乱流と雪粒子、雪粒子と雪面など様々）や乱流による乱れの効果、雪粒子の粒径分布の効果、（そして本課題においてメインとなる）降雪粒子・降雪片の影響など、多数の要素が互いに影響しあう、非常に複雑な現象であると言えます。特に私の吹雪研究の黎明期において考慮しなかった降雪の影響について、比較的温暖で積雪表層の雪粒子の可動性が低い東北・北陸地方の吹雪においては、その発生・発達において降雪が極めて重大な影響を及ぼすほか、そうした影響が降雪の種類（降雪種。雪結晶の複合体からなる降雪片なのか、もしくはあられなのか、など）によっても変わるなど、地吹雪のみでも十分複雑な吹雪現象において、その取扱いの困難さを一層高める効果を有します。このような深遠な現象について、全容の解明に至るには程遠い状況ではありますが、これからも、野外で生じている自然現象そのものを注意深く観察し、現象の多様性・地域性なども丁寧に取扱い、現象解明および防災への貢献を目指していきたいと思います。

上述した研究テーマのほか、雪氷防災研究センターで開発を進めている「雪氷災害発生予測システム」のサブシステムである「吹雪発生予測システム」について、2013 年度より、北海道道東地方の中標津町周辺にて、試験運用・実証実験を実施する機会が得られました（文部科学省の委託事業「地域防災対策支援研究プロジェクト」の助成によります）。当該地域は発達した低気圧の影響による猛吹雪・暴風雪の発生頻度が高く、またなだらかで開けた地形かつ樹林帯が少ないなど、強い吹雪に至りやすい地形でもあるため、吹雪の研究に携わるものとして、何とか地域の吹

雪対策・災害防止に役立ちたい、と思っていた場所でした。この取り組みは今後も継続して実施する予定ですが、現地自治体で防災を担当されている方々の熱意、意欲は極めて高く、上記システムの試験運用およびそれに基づくシステム高度化について多大な貢献を頂いております。また研究者側からの押しつけでなく、自治体側が能動的に情報を活用するなど、双方向の、協働による協力体制が構築されつつあります。こうした連携が、防災研究成果の地域での活用について一過性のものでなく、地域に根ざした継続性のあるものとして進化をもたらすと確信しております。

最後に、本研究の推進に当たり、雪氷防災研究センターの職員をはじめとする防災科研の皆様、さらには学会等で議論を深めてくださった研究者仲間や、予測モデルの試験運用にご協力くださった様々な方々（民間企業、行政、自治体などで防災等に関わる方々）など、大変多くの方々による有形無形のご助力を頂いております。この場を借りて心より感謝申し上げます。

東北雪氷賞(功績賞)を受賞して

佐々木 幹夫 (八戸工業大学)



本年 2017 年の 5 月に盛岡市で開催された雪氷学会東北支部盛岡大会で東北雪氷賞(功績賞)をいただきました。これも、ひとえに皆様方のご支援ご協力の賜物と受けとめており、ここに皆様方のご厚意に深甚なる謝意を表します。今回の功績賞は「八甲田山の積雪特性の研究ならびに(公社)日本雪氷学会東北支部の発展に寄与した功績」が大とのもので頂いたものです。八甲田山の積雪調査は毎年 4 月に行っており、昨年 4 月には 29 回目の調査を無事終了しています。今年も例年通り八甲田の山中において雪の密度、硬度、保水能、浸透能の調査を実施し、無事終了しました。八甲田山の冬は厳しく、厳冬期に山中に入り、測定を行うのは困難であり、危険を伴うこともあり、表層が固まりかけた 4 月にこの調査を実施してきています。この頃は関東や関西方面からも多くのスキーヤー(バックカントリースキーヤー)が八甲田を訪れ、山中に入っているのも山中で会うパーティーをギャラリーと思えば調査にも弾みがつくものです。また、山中深くに調査地点を設けても安全に計測を実施できる。八甲田の自然は厳しく 4 月下旬でも氷点下 10 度を下回り、パウダーの時もあるが天気さえ選べば自然を楽しむ快適な調査となります。これが 30 年も長い年月で調査が続いてきた理由と考えています。実験室で行う研究も机の上での研究も楽しさがないと続かない。研究は楽しくあるべきだと思っております。

さて、この調査には人手が必要となっています。通常、徒歩で 2~3 時間かけてたどり着く調査地点を設けています。1 日がかりの調査となっており、計測機器の運搬から鉄製のスコップ(鉄製のスコップでないとこの時期の雪は掘れないため)、山中にて取る昼食用の食材等の運搬が必要であり、毎年本研究室の学生の協力をいただいている。研究室のゼミでは八甲田の自然の厳しさを教えており、学生はこの山での自然の厳しさを体感して卒業しているようです。このような教育をしながら学生とともに調査を続けてきたことに対し、今回の功績賞の受賞において、社会人になってから積雪に関わる業務に就くことのできる人材の育成に貢献しているとの評価をいただいています。

この調査を始めた主な目的の 1 つは、八甲田の雪は青森県にどのように貢献しているのか、水資源としてどの程度の水量なのか、これに対する答えを見出すことでした。青森県の南側、東西のほぼ真ん中に位置している八甲田には毎年 5 月下旬まで雪が残っています。八甲田の積雪深のピークは速い時で 2 月上旬、遅い時で 3 月上旬に達し、通常、3 月から減少し、4 月には融雪のピークとなっています。融雪水の 6 割は地下に浸透し、東側と西側の平野部を流れる川を涵養しています。この川の水は農業用水や飲料水に利用されており、青森県には限りない恵みを与えています。その水量は北八甲田で約 6 億トン、南八甲田で約 14 億トンとなっています。

本調査では保水能の測定を実施しています。ここに保水能は雪の塊がどの程度の水を吸い込み内部に保水し外に放出しないかその水量のことです。従来の研究では雪の含水量の測定や測定方法については明らかにされているが保水能の研究はみられない。この現象を支配しているのは表面張力です。毎年、保水能の測定を続けているがこの雪の物性値が何に役立つのか答えを見出していないのが現状です。

本功績賞は(公社)日本雪氷学会東北支部の発展に寄与したことでもいただいています。特に、2014 年に東北支部が開催担当となった雪氷研究大会(2014・八戸)における貢献度が大きいとの評価をいただいています。これは八戸大会の実行委員会の委員皆様方のご協力があったからのものであって、ここに八戸の雪氷研究大会実行委員の皆様方に心からの謝意を申し上げます。

公益社団法人日本雪氷学会 2017 年度東北支部理事会 議事録

日 時：2017(平成 29)年 5 月 12 日(金)

9：15～10：45

場 所：盛岡市盛岡駅西通 1 丁目 7 番 1 号
岩手県立大学アイーナキャンパス

出席者：11 名

配付資料：公益社団法人日本雪氷学会東北

支部 2017 年度理事会資料

資料 1：2016 年度事業報告

資料 2：2016 年度会計報告

資料 3：2017 年度事業計画(案)

資料 4：支部規程施行内規の改正(案)

資料 5：2017 年度東北雪氷賞推薦書

資料 6：次期役員(案)

資料 7：研修会等積み立て基金について

議 事：支部長挨拶の後、支部長が議長となり議事に入った。なお、支部長及び理事の 13 名の内、委任状提出者を含めた出席者は 11 名であり過半数に達していることが確認されている。

議題 1. 2016 年度事業報告・会計報告について

資料 1 及び 2 に基づき松村幹事長から説明があり、承認された。

議題 2. 2017 年度事業計画について

資料 3 に基づき松村幹事長から説明があり、承認された。主な内容は以下の通り。

- ・講習会は積雪講習会とする予定。
- ・研修会の分類に特別講演会が記載されていないのは、予算に計上していないため。来年度以降は、予算に係わらず本部提出時に記載する。本年度は、追加の事業として実施することにする。
- ・2017 年度予算(案)の説明がなされ承認され、総会では追加資料として席上配布する。

議題 3. 支部規程施行内規の改正について
資料 4 に基づき山崎支部長から説明があり、以下の条項の改正が承認された。

- ・第 8 条：「支部総会において」を削除する。
- ・第 12 条：支部の監査は、事業のみとする。会計が本部での対応になったため。
- ・第 18 条：総会の承認事項から、会計を外す。第 12 条との関連で。

以下の条項については継続審議とすることとなった。

- ・第 4 条、第 14 条 2 項、及び第 15 条における、顧問の役員としての位置付けや任期について。

議題 4. 2017 年度東北雪氷賞受賞者の選考について

資料 5 に基づき小杉東北雪氷賞選考委員会委員長から、2 件の推薦があり選考委員会でメール審議の結果、承認された旨の報告があり、了承された。

議題 5. 2017・2018 年度支部役員について

資料 6 に基づき山崎支部長から次期役員案が提案され、顧問及び各種委員会委員長について承認された。理事については支部総会で決定される。副支部長、県幹事及び委員会委員については今後選任することになる。

議題 6. 研修会等積み立て基金について

資料 7 に基づき山崎支部長から、研修会等積み立て基金について説明があった。基金の使途について継続審議とすることとなった。

以上

公益社団法人日本雪氷学会 2017 年度東北支部総会 議事録

日 時：2017(平成 29)年 5 月 12 日(金)

11：00～12：15

場 所：盛岡市盛岡駅西通 1 丁目 7 番 1 号
岩手県立大学アイーナキャンパス

配付資料：公益社団法人日本雪氷学会東北

支部 2017 年度理事会資料

資料 1：2016 年度事業報告

資料 2：2016 年度会計報告

資料 3：2017 年度事業計画(案)

資料 4：支部規程施行内規の改正(案)

資料 5：2017 年度東北雪氷賞推薦書

資料 6：次期役員(案)

資料 7：研修会等積み立て基金について

追加資料：2017 年度収支予算(案)

議 事：支部長挨拶の後、支部長が議長となり議事に入った。

議題 1. 2016 年度事業報告・会計報告について

資料 1 及び 2 に基づき松村幹事長から説明があり、承認された。

議題 2. 2017 年度事業計画・収支予算について

資料 3 及び追加資料に基づき松村幹事長から説明があり、承認された。

議題 3. 支部規程施行内規の改正について

資料 4 に基づき山崎支部長から説明があり、以下の条項の改正が承認された。

・第 8 条：「支部総会において」を削除する。

・第 12 条：支部の監査は、事業のみとする。会計が本部での対応になったため。

・第 18 条：総会の承認事項から、会計を外す。第 12 条との関連で。

以下の条項については継続審議とする

こととなった。

・第 4 条、第 14 条 2 項、及び第 15 条における、顧問の役員としての位置付けや任期について。

議題 4. 2017 年度東北雪氷賞受賞者の選考について

資料 5 に基づき小杉東北雪氷賞選考委員会委員長から、2 件の推薦があり、理事会において承認された旨の報告があった。

議題 5. 2017・2018 年度支部役員について

資料 6 に基づき山崎支部長から、顧問及び各種委員会委員長が発表された。理事については本総会で承認された。副支部長、県幹事及び委員会委員については今後選任することになる。

議題 6. 研修会等積み立て基金について

資料 7 に基づき山崎支部長から、研修会等積み立て基金について説明があった。基金の使途について継続審議とすることとなった。

その他。

議題を内容により、審議と報告に分けると良いとの提案があった。

来年度の支部大会を青森県で開催する方向で検討する事となった。

以上

公益社団法人日本雪氷学会 2016年度 事業報告書

事業分類	事業小分類	事業名	担当
(定款第4条1号)	調査		
	研究		
(定款第4条1号) 雪氷及び寒冷に	研究発表会	東北支部研究発表会の開催(5月13日～14日/東北大学大学院理学研究科・理学部 青葉サイエンスホール/発表: 21件/参加者: 32名)	東北支部
	研修会等	特別講演会の開催(5月13日/東北大学大学院理学研究科・理学部/参加者: 32名)	東北支部
		積雪観測講習会の開催(2017年3月4日/:休暇村裏磐梯福島県耶麻郡北塩原村桧原 /参加者: 8名)	
(定款第4条1号) 雪氷及び寒冷に	普及・啓発	東北支部ホームページの運営	東北支部
	褒賞	2016年度東北雪氷賞の表彰(1件)	東北支部
		東北雪氷賞選考委員会の開催	東北支部
(定款第4条1号)	学会誌		
	支部等機関誌	東北支部機関誌「東北の雪と生活」31号の刊行	東北支部
		東北支部ニューズレターの刊行(2回)	東北支部
(定款第5条4号) その他この法人 の目的達成に	管理事項	東北支部総会の開催(5月13日/東北大学大学院理学研究科・理学部)	東北支部
		東北支部理事会の開催(5月13日/東北大学大学院理学研究科・理学部)	東北支部

棚卸資産

担当	機関誌名	原価	2015年度末(16/3/31)		2016年度末(17/3/31)	
			在庫数	資産額	在庫数	資産額
本部	雪氷77巻1号	882	121	106,722	-	0
	雪氷77巻2号	466	56	26,096	-	0
	雪氷77巻3号	368	82	30,176	-	0
	雪氷77巻4号	783	121	94,743	-	0
	雪氷77巻5号	592	85	50,320	-	0
	雪氷77巻6号	404	77	31,108	-	0
	雪氷78巻1号	492	80	39,360	-	0
	雪氷78巻2号		-	-		0
	雪氷78巻3号		-	-		0
	雪氷78巻4号		-	-		0
北海道支部	雪氷78巻5号		-	-		0
	雪氷78巻6号		-	-		0
	雪氷79巻1号		-	-		0
	小計			378,525		0
	雪崩・積雪分類	248	28	6,944		0
	小計			6,944		0
	2015予稿集	1,348	4	5,392	-	0
	2016予稿集		-	-		0
	小計			5,392		0
	BGR No.31-32	2,917	48	140,016		0
東北支部	新版雪氷辞典	2,500	0	0	0	0
	積雪観測ガイドブック	2,000	47	94,000	0	0
	小計			94,000		0
	本部 計			624,877		0
	北海道の雪氷No.34(モノクロ)	2,500	4	10,000	-	0
	北海道の雪氷No.34(カラー)	6,600	2	13,200	-	0
	北海道の雪氷No.35(モノクロ)		-	-		0
	北海道の雪氷No.35(カラー)		-	-		0
	東北の雪と生活No.30	1,850	6	11,100	-	0
	東北の雪と生活No.31	1,520	-	-	0	0
北信越支部	雪氷北信越No.35	650	6	3,900	-	0
	雪氷北信越No.36	650	-	-		0
合計				663,077		0

公益社団法人日本雪氷学会 2017年度 事業計画書

事業分類	事業小分類	事業名	担当	予算の有無
1調査・研究	調査			
	研究			
2研究会研修会	研究発表会			
		東北支部 研究発表会の開催(盛岡市)	東北	有
	研修会等			
		東北支部 講習会の開催(1回)	東北	有
	普及・啓発			
		東北支部 ホームページの運営	東北	有
	褒賞			
		2017年度東北雪氷賞の表彰	東北	有※
		東北雪氷賞選考委員会の開催	東北	無
3出版事業	学会誌			
	支部等機関誌			
		東北支部機関誌「東北の雪と生活」32号の刊行	東北	有
		東北支部ニューズレターの刊行(2～3回)	東北	有
4その他	管理事項			
		東北支部 理事会の開催(盛岡市)	東北	無
		東北支部 総会の開催(盛岡市)	東北	無

※ 有(予算については「東北支部研究発表会」を参照)

2017年度 東北支部 収支予算案

事業名：東北支部 研究発表会の開催（盛岡市）

2017年4月1日から2018年3月31日まで（単位：円）

経常収益の部	科 目	金 額	備 考
	事業収益 研究大会事業収益	32,000	参加費（1,000円×32人）
	経常収益合計	32,000	
経常費用の部	科 目	金 額	備 考
	事業費 消耗品費 会場費 臨時雇賃金 褒賞記念品 手数料	6,500 9,000 16,000 12,000 500	コピー用紙代等 会場・備品使用料 アルバイト代（2名分） 褒賞記念品（2名分） 振込手数料
	経常費用合計	44,000	
	当期経常増減額	-12,000	

2017年度 東北支部 収支予算案

事業名：東北支部 講習会

2017年4月1日から2018年3月31日まで（単位：円）

経常収益の部	科 目	金 額	備 考
	事業収益 研修会事業収益	10,000	参加費（一般3名、学会員3名、学生2名）
	経常収益合計	10,000	
経常費用の部	科 目	金 額	備 考
	事業費 資料代 会場費 消耗品費 手数料	2,000 6,000 1,500 500	当日配布資料 会場使用料 コピー用紙（終了証書）等 振込手数料
	経常費用合計	10,000	
	当期経常増減額	0	

2017年度 東北支部 収支予算案

事業名：東北支部機関誌「東北の雪と生活」32号の刊行

2017年4月1日から2018年3月31日まで（単位：円）

経常 収益の 部	科 目	金 額	備 考
	事業収益 出版事業収益	30,000	冊子代（2000×15冊：会員）
	経常収益合計	30,000	
経常 費用の 部	科 目	金 額	備 考
	事業費 印刷製本費	60,000	冊子作成（梱包・郵送費含） 30冊（賛助・特別会員等15＋会員15）
	経常費用合計	60,000	
	当期経常増減額	-30,000	

2017年度 東北支部 収支予算案

事業名：東北支部 ニュースレターの刊行

2017年4月1日から2018年3月31日まで（単位：円）

経常 収益の 部	科 目	金 額	備 考
	事業収益		
	経常収益合計	0	
経常 費用の 部	科 目	金 額	備 考
	事業費 消耗品費 郵送費	1,000 10,000	封筒・コピー用紙等 特別会員・賛助会員等 2回/年
	経常費用合計	11,000	
	当期経常増減額	-11,000	

公益社団法人日本雪氷学会東北支部 支部規程施行内規

- 第1条 本支部は公益社団法人日本雪氷学会東北支部と称する。
- 第2条 本支部は公益社団法人日本雪氷学会定款第3条の目的を達成する為に下記の事業を行なう。
1. 雪氷および寒冷に関する調査および研究
 2. 研究会、講演会、見学会等の開催
 3. 支部会誌その他資料の刊行
 4. その他本法人の目的達成に必要な事業
- 第3条 本支部の会員は東北地方の日本雪氷学会名誉会員、終身会員、正会員、特別会員、賛助会員、団体会員および東北地方以外の希望する会員とする。
- 第4条 本支部に次の役員を置く。
- | | |
|------|-------------|
| 支部長 | 1名 |
| 副支部長 | 若干名 |
| 顧問 | 若干名 |
| 理事 | 10名以上、15名以内 |
| 監事 | 2名 |
| 幹事 | 若干名 |
- 第5条 支部長は支部からの推薦に基づき、定款施行細則第28条により、定款第20条に定める理事の中から理事会において選出する。
- 第6条 理事および監事は、支部総会において支部会員の中から選任する。ただし、理事については原則として各県1名以上とする。
- 第7条 副支部長は必要に応じてこれを理事の中から支部長が委嘱する。
- 第8条 幹事（幹事長、総務幹事、会計幹事、各県幹事）は支部会員の中から支部長が委嘱する。ただし、各県幹事は必ずしも会員であることを問わない。
- 第9条 支部長は本支部を代表しその会務を総理する。
- 第10条 副支部長は支部長を補佐し、支部長に事故あるときは、あらかじめ支部長が指名した順序でその職務を代行する。
- 第11条 理事会は支部長、副支部長、理事で構成され、重要な事項を決議する。
- 第12条 監事は支部の事業を監査する。
- 第13条 幹事会は幹事長、幹事で構成され、支部長の指示を受けて会務ならびに会計を処理する。
- 第14条 支部長の任期は2年とする。ただし、通算4年を超えて在任することはできない。
- 2 支部長を除く役員の任期は2年とする。ただし、原則として連続する2期を超えて同一役職を務めることはできない。
 - 3 補欠による役員の任期は、前任者の残任期間とする。
- 第15条 本支部に顧問をおくことができる。顧問は理事会の議を経て支部長がこれを委嘱する。
- 第16条 本支部は、必要に応じて各種の委員会を設けることができる。委員会の委員長は理事会の議を経て支部長がこれを委嘱する。
- 第17条 本支部は毎年1回定期総会を開くほか、必要に応じ臨時総会を開く。
- 第18条 総会において下記事項の承認を受けなければならない。
1. 会務の報告
 2. 新年度の事業方針
 3. 役員の決定
 4. 支部規程施行内規の変更
 5. その他重要な事項

第19条 本支部の事業年度は毎年4月より翌年3月までとする.

附 則 本内規は平成25年5月31日から施行する.

附 則 本内規は平成29年5月12日から一部改正する.

東北雪氷賞受賞者選考規程

昭和 63 年 4 月 1 日施行
平成 12 年 5 月 12 日改正
平成 13 年 5 月 18 日改正
平成 15 年 5 月 16 日改正
平成 19 年 5 月 11 日改正
平成 21 年 5 月 8 日改正
平成 25 年 5 月 31 日改正
平成 27 年 5 月 15 日改正

公益社団法人日本雪氷学会東北支部規程施行内規第 2 条第 4 項による東北雪氷賞は、その受賞者をこの規程によって決定する。

1. 支部長は、支部会員の中から受賞候補者を選定するために、東北雪氷賞受賞候補者選考委員会（以後、委員会という）を設ける。
2. 委員会は数名をもって組織し、委員長をおくこととし、支部長が会員の中からこれを委嘱する。
3. 支部長は、毎年、支部会員に下記の項目に該当する候補者の推薦を求める。推薦は会員の自薦も含み、また委員会委員も候補者を推薦することができるものとする。
 - (1) 東北雪氷賞（学術賞）……雪氷学の発展に貴重な貢献を与える研究をなした者。
ただし、学会誌に掲載論文を有する者とする。
 - (2) 東北雪氷賞（学術奨励賞）……原則として 40 歳以下の者で、現在の研究が今後発展して、雪氷学の発展に貴重な貢献をなすと考えられる者。
 - (3) 東北雪氷賞（技術賞）……雪氷技術の発展に貴重な貢献となる研究または開発を行った者および雪氷技術を通して社会に著しい貢献をなした者。
 - (4) 東北雪氷賞（功績賞）……雪氷学の発展に対する基礎的貢献、および雪国の発展、ならびに東北支部の運営、発展に関して、著しい貢献をなした者（団体、個人を問わない）。
 - (5) 東北雪氷賞（特別功績賞）……長年にわたり、東北地方において、雪氷学ならびに雪国社会文化発展に著しい貢献度を有するもの。
4. 候補者を推薦する会員は、毎年 2 月末日までに、下記の項目を記載した書類を委員会委員長に提出するものとする。
 - (1) 東北雪氷賞（学術賞）、東北雪氷賞（学術奨励賞）、東北雪氷賞（技術賞）、東北雪氷賞（功績賞）、東北雪氷賞（特別功績賞）の区別。
 - (2) 推薦者の氏名、所属、職名。
 - (3) 受賞候補者の氏名（または団体名）、所属、職名、学位。
 - (4) 推薦理由書（○○○に関する研究、○○○の功績、などの標題を掲げ、500 字ほどに

纏めたもの).

- (5) 東北雪氷賞(学術賞), 東北雪氷賞(学術奨励賞)の候補者の推薦にあたっては, 該当する論文, 著書, またはその写しを添付する.
- (6) 東北雪氷賞(功績賞・特別功績賞), 東北雪氷賞(技術賞)の候補者の推薦にあたっては, 著書・新聞記事の写しなど, その賞に値するもの, あるいは, 客観的評価を得たものがあればそれを添付する.
5. 委員会は, 推薦書類に基づき, その年の受賞候補者を項目ごとに選考し, 3月末日までに推薦書類等を添付して選考結果を支部長に報告する.
6. 受賞者は, 理事会の議を経て決定する.
7. 東北雪氷賞は, 賞状および記念品とし, 通常総会においてこれを贈呈する.
8. 本規約は改正の日から施行する.

東北雪氷賞推薦書(例)

平成 年 月 日	
(公社) 日本雪氷学会 東北支部長	
	所属・職名 推薦者氏名(捺印) 推薦者連絡先住所 Tel, Fax & E-mail
(1) 対象となる賞:(学術賞, 奨励賞, 技術賞, 功績賞, 特別功績賞を明記する)	
(2) 候補者氏名:(所属, 職名, 学位)	
(3) 推薦標題(件名):	
(4) 推薦理由:(500字程度)	
(5) 参考となる資料:文献等ある場合各1部提出,(1)~(4)の書類は1部提出する.	

東北雪氷賞 受賞者リスト

回	年度	学術賞	学術奨励賞	功績賞
1	昭和 63(1988)	なし	なし	中村 勉 桂木 公平
2	平成 元(1989)	鈴木 道也	なし	太田 祖電
3	平成 2(1990)	石橋 秀弘	なし	高橋喜一郎
4	平成 3(1991)	佐藤 清一	阿部 修 堀井 雅史	小島忠三郎
5	平成 4(1992)	塚原 初男	力石 國男 山形大学農学部附属演習林グループ 東北電力(株)応用技術研究所雪氷技術研究室	なし
6	平成 5(1993)	矢野 勝俊	佐藤 威 太田 岳史	なし
7	平成 6(1994)	伊藤 驍	大谷 博弥	日本地下水開発 (株)
8	平成 7(1995)	卜蔵 建治	小杉 健二	なし
9	平成 8(1996)	東浦 将夫	飯田 俊彰	安濃 恒友 小畑 勇 篠島 健二
10	平成 9(1997)	佐藤 篤司	山谷 睦	(特)渡邊善八(故人)
11	平成 10(1998)	柳沢 文孝	なし	(特)北村昌美 土屋 巖 PSG 工法研究会
12	平成 11(1999)	佐藤幸三郎	なし	なし
13	平成 12(2000)	なし	なし	矢野 勝俊(故人)
14	平成 13(2001)	力石 國男 山崎 剛	なし	防災科学技術研究所・長岡雪氷防災研究所新庄支所
15	平成 14(2002)	佐藤 威	鈴木 和良	(特)高橋 喜平
16	平成 15(2003)	阿部 修	なし	塚原 初男
17	平成 16(2004)	堀井 雅史	なし	なし
18	平成 17(2005)	なし	なし	安彦 宏人 梅宮 弘道
19	平成 18(2006)	なし	赤田 尚史 根本 征樹	佐藤 清一
20	平成 19(2007)	渡邊 明	蔵王雪氷研究グループ	伊藤 驍
21	平成 20(2008)	なし	原田鉦一郎 山口 正敏	なし
22	平成 21(2009)	小杉 健二	本谷 研	なし
23	平成 22(2010)	なし	石田 祐宣	佐藤幸三郎
24	平成 23(2011)	なし	梅村 順	東浦 将夫(故人) 三崎 安則
25	平成 24(2012)	なし	朝岡 良浩	力石 國男
26	平成 25(2013)	赤田 尚史	なし	秋田雪の会

回	年度	学術賞	学術奨励賞	技術賞	功績賞
27	平成 26(2014)	後藤 博	なし	阿部 孝幸	横山 孝男
28	平成 27(2015)	なし	なし	望月 重人	(特)沼野 夏生 渡邊 明
29	平成 28(2016)	なし	なし	なし	阿部 修
30	平成 29(2017)	根本 征樹	なし	なし	佐々木 幹夫

昭和 63 年度に制度制定、(特)は特別功績賞

技術賞は平成 26 年度より制定

日本雪氷学会東北支部「東北の雪と生活」投稿規程

平成 20 年 6 月 30 日施行

平成 28 年 3 月 18 日改定

1. 投稿資格

投稿の著者(連名の場合は1名以上)は、日本雪氷学会の会員でなければならない。ただし、特に編集委員会が認めたものについてはこの限りではない。

2. 投稿手続き・受理

2.1 投稿できる原稿は、5. に定める論文、報告、解説、資料、その他とする。

2.2 投稿原稿は、6. に定める規定ページ数を守らなければならない。満たさない場合は原稿を返却する。

2.3 投稿にあたっては、原稿執筆要項にしたがい A4 用紙 1 段組で完成原稿としてそのまま印刷可能な形にして提出するものとする。なお、提出は、PDF もしくは MS-Word とする。原稿は要請が無ければ返却しない。

なお、カラーの図表を用いる場合は、白黒でも判別可能なものとする。

2.4 原稿は、自筆署名を行った著作権譲渡承諾書とともに編集委員長宛に提出すること。受理日は到着日とするが、大会で報告したものについては大会開催日とする。なお、提出締め切りは大会毎に定める。

2.5 一連の研究を投稿する場合も、各報の論文題名は同一のものであってはならない。同一の場合はⅠ、Ⅱの記号を題目に明記すること。

3. 原稿の採否

投稿原稿の採否は編集委員会が決定する。編集委員会は投稿原稿について訂正や種別の変更を求めることがある。訂正を求められた原稿が指定された返送日より遅延した場合は掲載しないことがある。

4. 原稿の取下げ

4.1 原稿を取下げたい場合は、執筆者が編集委員長宛にその理由を提出しなければならない。

4.2 一度取下げた原稿の再投稿は、すべて新原稿として受理する。

5. 投稿原稿の種別

5.1 論 文

論文は、その内容が未発表のものであって、理論、実験等に誤りがなく、雪氷に関して独創的な研究で、価値ある結論あるいは事実を含むものとする。

なお、未発表のものとは、類似の内容が本会の受理日以前に国内外の印刷物に投稿または掲載されていないものをいう。

5.2 報 告

雪氷に関する調査の結果等をまとめたもので、会員の研究推進に役立つものとする。

5.3 解 説

雪氷に関するこれまでの研究成果や技術等に関する解説を行い、会員への研究成果、技術の広報、普及に役立つものとする。

5.4 資 料

雪氷に関する学術的、技術的に価値があり、会員の研究に参考資料として役立つものとする。

5.5 その他

事務局報告等編集委員会が必要と認めたものについて掲載することができる。

6. 投稿原稿の規定ページ数

投稿原稿の1編につき規定の刷上りページ数は、6 ページ以内とする。編集委員会が認めた場合はこの限りではない。

「東北の雪と生活」原稿執筆要項 (14pt 明朝・太字)

東北太郎 (所属) (12pt 明朝・太字)

雪氷花子 (所属) (12pt 明朝・太字)

Please write the English title here. (12pt TimesNewRoman, bold)

Taro TOHOKU (Affiliation; 10.5pt TimesNewRoman, bold)

Hanako SEPPYO (Affiliation; 10.5pt TimesNewRoman, bold)

1. ページ

原稿の長さは原則として、6 ページ以内とします。

2. 原稿

原稿はワープロを用いて、A4 判サイズで作成ください。上端マージン 25mm, 下端マージン 25mm, 左端マージン 25mm, 右端マージン 25mm, 字数は 45 字×45 行で一段組とします。

ただし、この字数で印字できない場合は、文字数や行数を調整してマージンに、はみ出さない様にしてください。電子版(PDF 版)は原稿をそのまま利用しますが、冊子版では原稿をオフセットし、A4 判の大きさに白黒印刷します。

3. 書き出し

第 1 ページは題目を第 1 行から書きだし、1 行あけて所属、著者名を中央に揃えて書き、続けて英文題目、英文著者名を書きます。著者名は所属ごとに改行してください。1 行空けて本文を書き出してください。第 2 ページからは第 1 行目から書いてください。

題目は明朝 14pt, 著者名と所属は明朝 12pt, それ以外は節題を含め 10.5pt のフォントを用い、題目、著者名、節題はボールドで強調して下さい。句読点は「,」「.」を用いてください。本文の英数字は半角にして下さい。また、ページ番号は印刷しないでください。この案内は執筆要項の様式に従って書いてあります。

4. 図・表

図(写真も含む)・表は白黒印刷に耐えられる鮮明なものを用い、表の説明(キャプション)は表の上に、図の説明は図の下に記載してください。図・表番号はそれぞれ通し番号(図 1, 表 1)としてください。また、本文中でも必ず触れるようにしてください。

5. 引用文献

本文中の引用は、著者の姓(発表年)、文末の場合は(著者の姓, 発表年)とし、本文末尾の文献リストと対応させて下さい。文献リストは、第 1 著者姓のアルファベット順に並べて下さい。引用文献の記載方法は「雪氷」に準じます(東北・雪氷, 2015)。

6. 締切期日

各年度の原稿提出締切は事務局より連絡いたします。遅れた場合は掲載しません。

【引用文献】

東北太郎, 雪氷花子, 2015: 「東北の雪と生活」原稿執筆要項, 東北の雪と生活, 15, 1-2.

著作権譲渡承諾書

公益社団法人 日本雪氷学会 殿

原稿タイトル名：

全著者名：

上記の原稿は、今までに他の雑誌・書籍に掲載されたり、投稿中でないことを誓約いたします。また他の著作物の著作権を侵害していないこと、著作権許諾が必要な引用については無償での転載許可を書面で得ていることを誓約します。

この原稿が(公社)日本雪氷学会東北支部機関誌「東北の雪と生活」に掲載された場合は、(公社)日本雪氷学会著作権規程のとおり、その著作権を(公社)日本雪氷学会に譲渡することに同意します。

なお、この著作権譲渡の承認に関して、他の共著者全員の同意を得ていることを保障いたします。

代表者署名：_____（_____年____月____日）

（署名は自筆をお願いします。捺印は不要です。原稿投稿時に添付して下さい。）

2017・2018 年度 公益社団法人 日本雪氷学会東北支部役員

2017.9.15 現在

支部長	小杉 健二	(防災科学技術研究所雪氷防災研究センター雪氷環境実験室長)
副支部長	柳澤 文孝	(山形大学学術研究院教授)
	山谷 睦	(日本地下水開発(株)営業本部企画開発部次長)
理 事	石田 祐宣	(弘前大学大学院理工学研究科助教)
	梅村 順	(日本大学工学部専任講師)
	熊谷 浩二	(八戸工業大学工学部教授)
	後藤 博	(秋田雪の会世話人)
	鈴木 利孝	(山形大学学術研究院教授)
	根本 征樹	(防災科学技術研究所雪氷防災研究センター主任研究員)
	原田 鉦一郎	(宮城大学食産業学部准教授)
	本谷 研	(秋田大学教育文化学部准教授)
	柳澤 文孝	(山形大学学術研究院教授)
	山谷 睦	(日本地下水開発(株)営業本部企画開発部次長)
監 事	赤田 尚史	(大学共同利用機関法人自然科学研究機構 核融合科学研究所)
	沼澤 喜一	(日本地下水開発(株)取締役営業本部企画開発部長)
顧 問	伊藤 驍	(国立秋田高専名誉教授)
	佐藤 清一	(弘前大学医療技術短期大学名誉教授)
	中村 勉	(元岩手大学農学部教授)
	力石 國男	(ノースアジア大学教養部教授)
	三崎 安則	(アルゴス技術顧問)
	阿部 修	(防災科学技術研究所客員研究員)
幹事長	若林 裕之	(日本大学工学部教授)
総務幹事	若林 裕之	(日本大学工学部教授)
会計幹事	朝岡 良浩	(日本大学工学部准教授)
各県幹事		
青森県	小関 英明	(青森職業能力開発短期大学校)
秋田県	鳥潟 幸男	(大館郷土博物館)
岩手県	武藤 由子	(岩手大学農学部准教授)
宮城県	佐藤 裕一	(日本気象協会東北支局事業サービス課長)
山形県	堀 和彦	((株)寒河江測量設計事務所森林環境部部長)
福島県	菊地 卓郎	(福島工業高等専門学校)

事業委員会

委員長	金	高義	(福島工業高等専門学校)
委 員	朝岡	良浩	(日本大学工学部准教授)
	安達	聖	(防災科学技術研究所雪氷防災研究センター研究員)

「東北の雪と生活」編集委員会

委員長	山谷	睦	(日本地下水開発(株)営業本部企画開発部次長)
委 員	朝岡	良浩	(日本大学工学部准教授)
	本谷	研	(秋田大学教育文化学部准教授)

東北雪氷賞選考委員会

委員長	渡邊	明	(福島大学共生システム理工学類特任教授)
委 員	後藤	博	(秋田雪の会世話人)
	堀井	雅史	(日本大学工学部教授)
	山崎	剛	(東北大学大学院理学研究科准教授)
	力石	國男	(ノースアジア大学教養部教授)

公益社団法人 日本雪氷学会東北支部事務局

〒963-8642 福島県郡山市田村町徳定字中河原 1

日本大学工学部情報工学科 若林裕之 気付

TEL : 024-956-8836 FAX : 024-956-8836

(社)日本雪氷学会東北支部 特別・賛助会員名簿

(2017.6.6.現在)

特別会員

機関名	所在地	電 話	会員区分
大蔵村役場	〒996-0212 山形県最上郡大蔵村大字清水2528番	0233-75-2111	3級
金山町	〒999-5402 山形県最上郡金山町大字金山324-1	0233-52-2111	3級
鮭川村	〒999-5202 山形県最上郡鮭川村大字佐渡2003-7	0233-55-2111	3級
新庄市 雪の里情報館	〒996-0023 新庄市石川町4番15号	0233-22-7891	3級
西和賀町	〒029-5512 岩手県和賀郡西和賀町川尻40地割40番地71	0197-82-3284	3級
最上町	〒999-6101 山形県最上郡最上町向町644	0233-43-2111	3級

賛助会員

機 関 名		所 在 地	電 話	会員区分
日本地下水開発（株）	〒990-2313	山形県山形市大字松原777	023-688-6000	1級
T N - P S G 工法研究会	〒990-2305	山形県山形市蔵王半郷字松尾川94-7 共和防災建設株式会社内	023-688-8784	1級
（株）シンワ	〒990-0051	山形県山形市銅町1-1-36	023-641-7456	3級
東光計測（株）	〒990-2161	山形県山形市漆山字梅ノ木1985-4	023-686-4952	3級
東邦技術（株）	〒014-0041	秋田県大仙市大曲丸子町2-13	0187-62-3511	3級
東北企業（株）	〒990-2431	山形県山形市松見町11-19	023-622-7201	3級
東北電力（株）	〒980-8550	宮城県仙台市青葉区本町1-7-1	022-225-2111	3級
（株）ネクスコ・エンジニアリング東北	〒980-0013	宮城県仙台市青葉区花京院2-1-65 花京院プラザ13F	022-713-7277	3級
（株）双葉建設コンサルタント	〒996-0002	山形県新庄市金沢字谷地田 1399-11	0233-22-0891	3級

題字：渡辺善八

東北の雪と生活 第 32 号

平成 29 年 12 月 18 日発行

発 行 公益社団法人日本雪氷学会東北支部

編集委員長：山谷 睦

事務局 〒963-8642 福島県郡山市田村町徳定字中河原 1

日本大学工学部情報工学科

幹事長：若林 裕之

TEL 024-956-8836

FAX 024-956-8836

©2017（公社）日本雪氷学会

掲載された記事等の著作権は（公社）日本雪氷学会に属する。